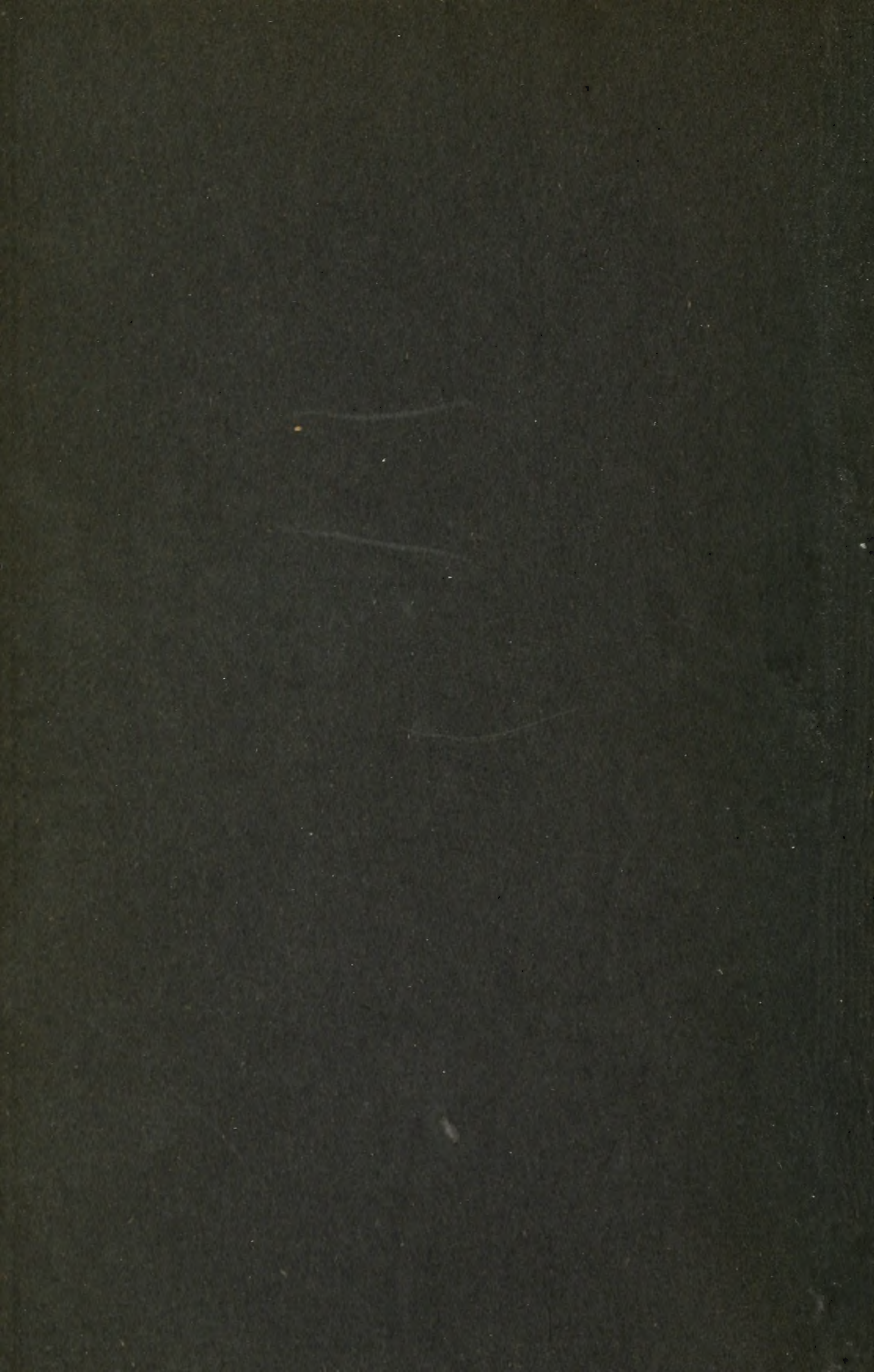
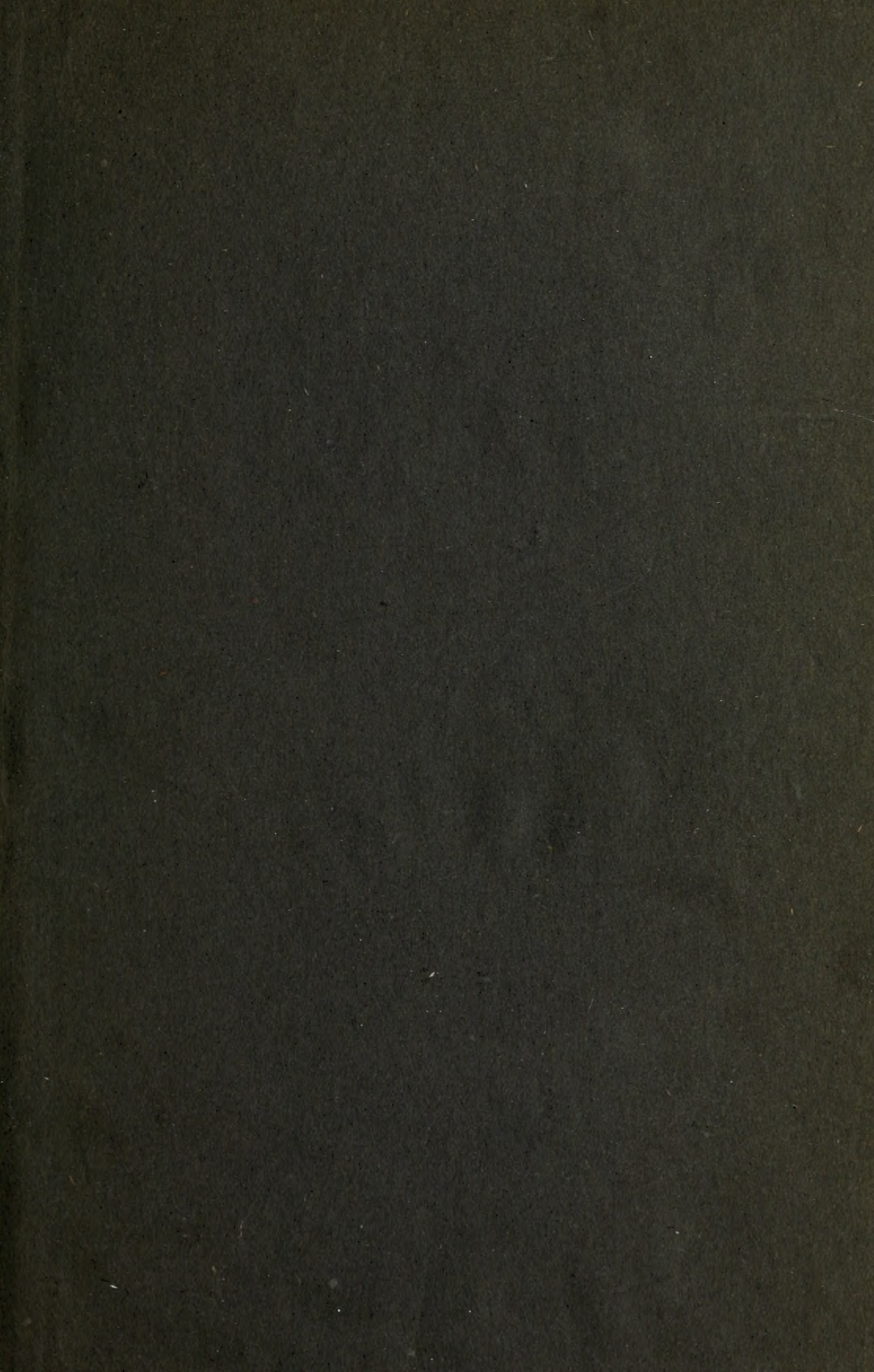


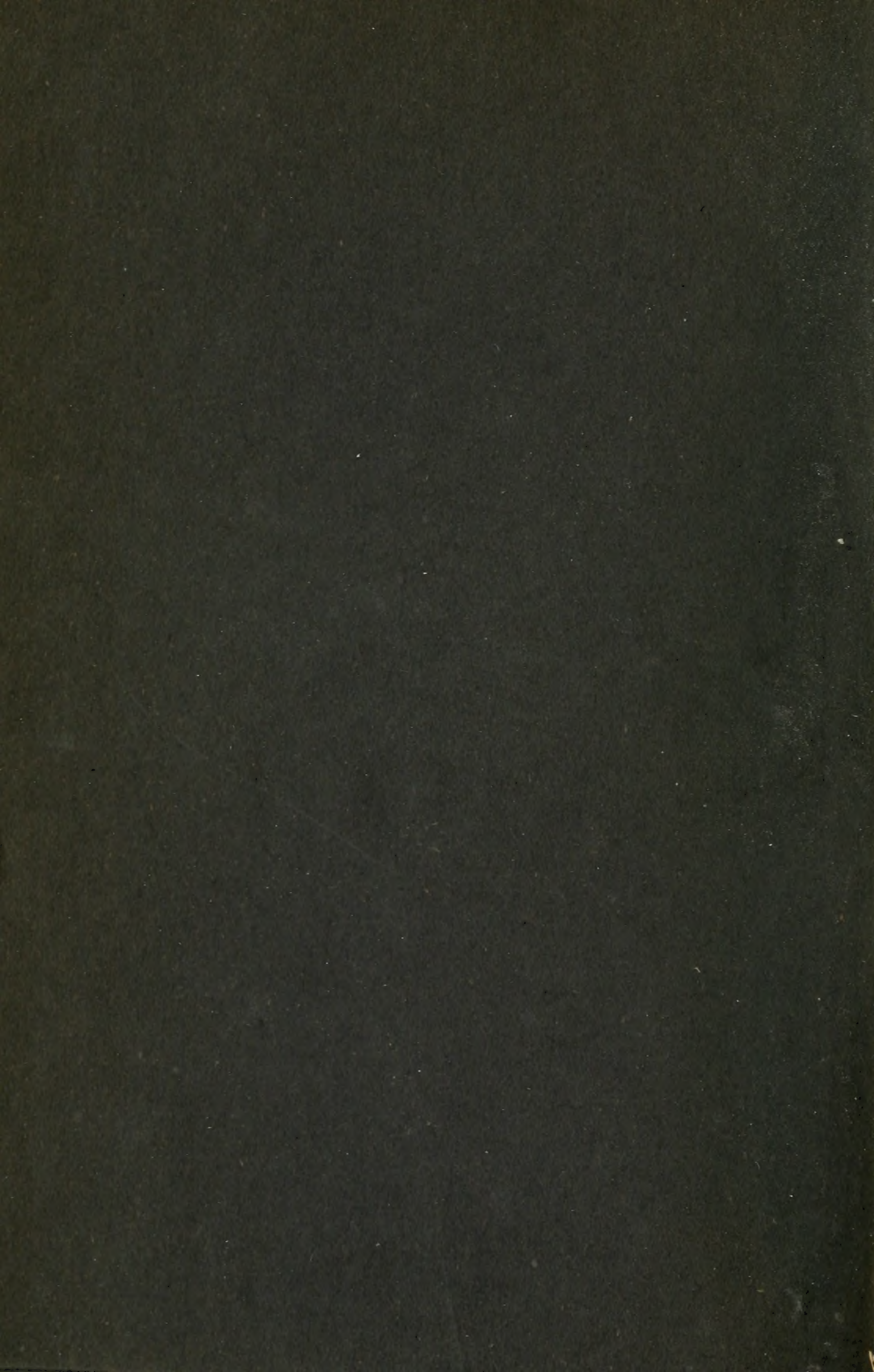
A. Philippson

Grundzüge der Allgemeinen Geographie

I. Band







Grundzüge
der Allgemeinen Geographie

von Professor Dr. Alfred Philippson



Grundzüge der Allgemeinen Geographie

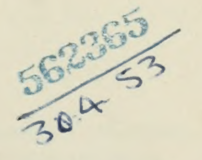
Von

Dr. Alfred Philippson
ord. Professor an der Universität Bonn

Mit 55 Figuren und 2 Karten

I. Band

Einleitung — Mathematische Geographie — Atmosphärenkunde



Leipzig 1921 :-: Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H.

Druck von Hallberg & Büchting in Leipzig.

Inhaltsübersicht.

Vorwort.

Das Werk, dessen erster Band hier vorliegt, soll einem, mir von meinen Hörern oft geäußerten Wunsche entsprechen. Wir besitzen zwar in den bekannten Werken von *Herm. Wagner* (Lehrbuch der Geographie I) und *A. Supan* (Grundzüge der physischen Erdkunde) ausgezeichnete Handbücher der Allgemeinen Geographie; aber den Bedürfnissen des Studierenden der Geographie, sowohl des Anfängers, wie desjenigen, der nach zurückgelegtem Studium zur Vorbereitung des Examens noch einmal die Quintessenz der Wissenschaft sich einprägen möchte, werden sie nicht ganz gerecht. Beide sind in manchen Abschnitten für die angedeuteten Bedürfnisse des Studierenden zu ausführlich — so *Wagner*s Buch in der Mathematischen Geographie — in anderen wieder werden naturwissenschaftliche Kenntnisse vorausgesetzt, die vielfach nicht vorhanden sind. Manche wichtige neuere, der Anschauung des Anfängers fernliegende Vorstellungskreise kommen, gegenüber mehr nebensächlichen Dingen, viel zu kurz, besonders in der Morphologie. So soll mein Grundriß jene, für jeden Berufsgeographen unentbehrlichen Hauptwerke nicht etwa ersetzen, sondern sie d i d a k t i s c h e r g ä n z e n. Er soll in möglichst klarer, lesbarer Darstellung, mit beständiger Betonung der ursächlichen Zusammenhänge und i n o r g a n i s c h e m A u f b a u a u f d e n G r u n d l a g e n d e r N a c h b a r w i s s e n s c h a f t e n, insbesondere Meteorologie und Geologie — die also, soweit nötig, mit aufgenommen sind — das W e s e n t l i c h e vortragen, was dem Geographie-Studierenden nottut, alles fortlassend, was nur für den tiefer eindringenden Berufsgeographen von Wert ist. So hoffe ich, daß das Buch auch dem Lehrer an höheren Schulen zur Auffrischung seiner Kenntnisse und zur Vorbereitung für den Unterricht, ja gelegentlich vielleicht auch manchem Hochschullehrer, besonders Vertretern der Nachbarwissenschaften, willkommen sein wird. Auch der gebildete Laie, der sich über den Inhalt der Allgemeinen Geographie unterrichten möchte, dürfte das Buch gebrauchen können.

Also nicht wissenschaftlich Neues will dieser Grundriß liefern, sondern nur die Auswahl und Anordnung des Stoffes ist vielfach neu. Wenn hier und da zu Problemen bestimmte Stellung genommen, auch z. B. die Einteilung der Klimate neu gestaltet wird, so ist dies nur eine Nebenfrucht. Selbstverständlich ist die Auswahl des Stoffes subjektiv, nach meiner persönlichen Anschauung und Erfahrung von dem, was ich als wesentlich für den angehenden Geographen und Geographielehrer halte, und jeder Kollege wird darin in dem einen oder anderen Punkte anderer Ansicht sein. Ich hege aber die Hoffnung, daß ich in dieser Hinsicht nicht zu weit von den meisten Fachgenossen abweiche!

Die Darstellung schließt sich im großen und ganzen an meine Vorlesungen über Allgemeine Geographie an. Die beiden genannten Lehrbücher sind ausgiebig benutzt, ja die Mathematische Geographie ist im wesentlichen ein Auszug aus *Herm. Wagner*s Werk. In der Atmosphärenkunde sind die beiden grundlegenden Handbücher von *J. Hann* stark herangezogen. Hier greife ich über die Grenzen der Geographie hinaus in die Meteorologie ein, da ohne die Grundkenntnisse der meteorologischen Vorgänge die Klimatologie unverstanden bleibt. Und wie viele der Geographie-Studierenden haben eine Ahnung von Meteorologie?

Dem in erster Linie didaktischen Zwecke entsprechend habe ich Literaturhinweise im Text fast ganz vermieden, dagegen am Schluß ein sachlich gegliedertes Verzeichnis der wichtigsten Arbeiten angefügt, wobei auf entlegenere Originalarbeiten öfters verzichtet wurde zugunsten leichter zugänglicher Schriften.

Um den Preis des Buches unter den heutigen Verhältnissen nicht zu hoch werden zu lassen, habe ich an Figuren möglichst gespart; vor allem, außer zwei neu bearbeiteten Karten, alle Klimakarten fortgelassen, da diese ja heute zumeist in jedem besseren Schulatlas zu finden sind; die Benutzung eines solchen bei dem Lesen des Buches muß als selbstverständlich vorausgesetzt werden. —

Bei der Ausarbeitung hat meine Frau, Dr. *Marg. Philippson* geb. *Kirchberger*, mir wertvolle Hilfe geleistet, besonders auch durch Zeichnen der Figuren.

Bonn, Ende November 1920.

Alfred Philippson.

I. Einleitung.

A. Wesen und Inhalt der Geographie.

Das von der griechischen Wissenschaft seit Aristoteles geprägte Wort Geographie[1] (γεωγραφία) bedeutet Erdbeschreibung. Ihre Aufgabe im klassischen Altertum war eine doppelte: die Erforschung und Beschreibung des Erdkörpers als Ganzen, seiner Gestalt, Größe und Stellung im Weltsystem — das, was man heute unter mathematischer Geographie versteht — und die Beschreibung der Erdoberfläche in ihren einzelnen, voneinander verschiedenartigen Teilen. In der neueren Zeit ist der erste Gegenstand als Aufgabe der Geographie mehr und mehr zurückgetreten und von anderen Wissenschaften übernommen worden; die Darstellung der Erdoberfläche und ihrer einzelnen Teile, der Erdräume (Länder und Meere), ist dagegen die Aufgabe der heutigen Geographie. Aber die Erdoberfläche kann für die Geographie nicht nur eine Fläche im mathematischen Sinne sein; das würde ihre wissenschaftliche Behandlung unfruchtbar machen; sondern wir müssen sie körperlich auffassen, d. h. also mit Hineinbeziehung der obersten Schicht des festen Erdkörpers, soweit sie für das Verständnis der Erdoberfläche nötig ist, ferner der Wasserhülle und der Lufthülle, letztere ebenfalls soweit sie für die Erscheinungen der Erdoberfläche von Einfluß ist.

Aber von Anfang an hat die Geographie auch alle Dinge in ihre Betrachtung einbezogen, die auf der Erdoberfläche leben: Pflanzen, Tiere und besonders den Menschen, seine Völker, Siedelungen, Staaten und sonstigen Werke. So hat die Geographie zum Gegenstande nicht einen bestimmten Kreis von Einzelobjekten, wie etwa die Botanik die Pflanzen, die Geschichte die Vergangenheit der Menschheit, sondern sie hat zum Gegenstande die Erdoberfläche,

[1]) Ich vermeide die Bezeichnung „Erdkunde“ für unsere Wissenschaft, da dies die Übersetzung von „Geologie“ sein würde. Sinngemäß bedeutet Erdkunde die Gesamtheit der Wissenschaften von der Erde.

die sich wieder aus einer Unzahl verschiedenartigster Gegenstände zusammensetzt, die an sich Objekte anderer Wissenschaften sind: Gesteine (Geologie), Wasser (Hydrographie), Luft (Meteorologie), Pflanzen und Tiere (Botanik und Zoologie), und endlich die Menschheit und ihre Lebensäußerungen (Anthropologie und die verschiedenen „Kulturwissenschaften"). Die Geographie erstreckt sich also auf alle möglichen Komplexe irdischer Gegenstände. Diese Universalität der Geographie hinsichtlich ihrer Objekte hat Zweifel an ihrer Berechtigung hervorgerufen, als selbständige Wissenschaft zu gelten; man hat ihr vorgeworfen, daß sie nur eine Sammlung von Kenntnissen aus anderen Wissenschaften sei. Aber dieser Vorwurf ist unberechtigt; denn nicht allein auf ihren Objekten beruht die Selbständigkeit einer Wissenschaft, sondern auf dem eigenen Gesichtspunkt, von dem aus sie die Gegenstände betrachtet, und auf der Methode, die sie dabei anwendet. Und einen solchen eigenen Gesichtspunkt hat die Geographie: es ist der räumliche Gesichtspunkt. Sie betrachtet nicht die Einzelobjekte an sich, sondern ihre Beziehungen zur Erdoberfläche. Das Zusammentreten der verschiedenartigen Einzelgegenstände und Einzelvorgänge zum Bild der Erdoberfläche und ihrer Teile, die räumliche Bindung der Einzelgegenstände, oder umgekehrt ausgedrückt, die dingliche Erfüllung der Erdräume — das ist das Arbeitsfeld der Geographie, das ihr von keiner anderen Wissenschaft streitig gemacht wird. Sie betrachtet also die Einzelgegenstände, die an sich Objekte von anderen Wissenschaften sind (oder sein könnten), von einem besonderen Gesichtspunkt aus, der den anderen Wissenschaften fremd ist oder doch nur nebensächlich von ihnen berücksichtigt werden kann, d. h. in ihrer räumlichen Verbreitung und Gebundenheit und in ihren gegenseitigen räumlichen Zusammenhängen.

Diese Aufgabe hat die Geographie zwei Jahrtausende hindurch im großen und ganzen nur beschreibend gelöst. Erst seit dem 18. Jahrhundert hat man mehr und mehr auch die Erklärung der geographischen Tatsachen als ihre Aufgabe erkannt, und seit den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts ist das genetische Prinzip, die Frage nach Ursache und Wirkung, in der Geographie in den Vordergrund gerückt. Ihr höchstes Ziel ist, die Erscheinungen der Menschenwelt in ihrer Abhängigkeit von der Natur ihres Schau-

platzes zu erfassen. Dieses Durchdringen der kausalen Betrachtung der räumlichen Zustände und Erscheinungen, insbesondere der Erdräume selbst, begründet die Selbständigkeit und Einheitlichkeit der geographischen Wissenschaft. Jede Auflösung in Einzeldisziplinen, die über die notwendige Arbeitsteilung hinausgeht, würde diese Hauptaufgabe der Geographie unmöglich machen.

B. Geschichte der Geographie.

Werfen wir einen kurzen Blick auf die historische Entwicklung des Inhalts der Geographie, die allmählich zu dieser jetzigen Auffassung ihrer Aufgabe geführt hat.

I. Altertum. Die Geographie als Wissenschaft tritt uns zuerst bei den Griechen entgegen, die auch in römischer Zeit ihre Hauptpfleger blieben.

Die Quellen, aus der die antike Geographie schöpfte, sind hauptsächlich die Berichte der Seefahrer und Kaufleute, Heereszüge und Gesandtschaften. Dazu kommen Messungen der Astronomen an einzelnen Punkten, sowie Entfernungsmessungen des Straßennetzes. Eigentliche Forschungsreisen, zum Zweck der Erweiterung des räumlichen Wissens, sind uns nur wenige bekannt, und auch diese sind nur sehr unsicher überliefert. So die viel angezweifelte Umseglung Afrikas durch Phönikier auf Befehl König *Nechos* von Ägypten (609 bis 604 vor Chr.), von der *Herodot* erzählt; die Fahrt des Karthagers *Hanno* bis zum Golf von Guinea im 5. Jahrhundert; die Reisen des *Pytheas* von Massilia zur Zeit *Alexanders d. Gr.* nach dem Norden Europas, von den Zeitgenossen als Lügen verschrien. Doch haben auch sonst manche Gelehrte durch ausgedehnte Reisen sich einen Schatz von Anschauung verschafft, so *Herodot*, *Polybios*, *Poseidonios*, *Strabon*. Mehr als durch die Gelehrten wurde die räumliche Erweiterung der Kenntnis durch den Gang der Weltgeschichte gefördert. Man kann in dieser Hinsicht vier Entwicklungsstufen im Altertum unterscheiden.

1. Die Homerische Kenntnis war auf das östliche Mittelmeerbecken beschränkt.

2. Durch die griechische Kolonisation des 8. und 7. Jahrh. erweiterte sich die Kenntnis über die Gestadeländer auch des westlichen Mittelmeeres und des Pontos.

3. *Alexander d. Gr.* und der Hellenismus lehrten den Orient bis Indien und Zentralasien kennen.

4. Das Römische Weltreich und der gewaltige Weltverkehr zu seiner Zeit schufen die größte Ausdehnung der bekannten Welt im Altertum: von Skandinavien und den Britischen Inseln bis nach Äquatorialafrika; von den „Glücklichen (Kanarischen) Inseln" bis nach China.

In der wissenschaftlichen Geographie des Altertums laufen zwei Richtungen nebeneinanderher, unabhängig voneinander entstanden und nur unvollkommen sich berührend: die mathematische und die historische Richtung. Die mathematische Richtung wurde gepflegt von Mathematikern und Astronomen und beschäftigte sich mit der Gestalt und Größe der Erde, der Zoneneinteilung und Ortsbestimmung (mathematischer Geographie in unserem Sinne), aber auch mit der Festlegung der Länder, Gebirge, Flüsse, Städte usw.; sie betrieb also auch Länderkunde, aber nur durch Angabe der Lage und Namen der Objekte, nicht durch Schilderung ihrer Beschaffenheit; Maß und Zahl herrschen in ihr durchaus. Die Darstellung geschah sowohl durch das Wort wie durch Globen und Karten, von denen uns aber nichts erhalten ist als die sog. „*Peutinger*sche Tafel" (genannt nach einem Humanisten, in dessen Besitz sie gekommen war), eine rein praktischen Zwecken dienende römische Straßentafel des 3. Jahrhunderts nach Chr., erhalten in einer Kopie des 13. Jahrhunderts. Ferner sind Bruchstücke eines in Marmor gehauenen Stadtplanes von Rom erhalten (im Kapitolinischen Museum). (Die vielfach auch in historischen Atlanten abgedruckten Weltkarten des *Ptolemaios* u. a. sind Rekonstruktionen auf Grund der schriftlichen Überlieferung.)

Die mathematische Richtung der antiken Geographie ging aus von der Jonischen Philosophie, entstand also in dem Vaterlande der ausgedehntesten Kolonisation. Als ihr Begründer wird *Anaximander von Milet* in der 1. Hälfte des 6. Jahrhunderts angesehen, der die erste Erdkarte hergestellt haben soll.

Die historische Richtung wird von den Geschichtsschreibern gepflegt und dient im wesentlichen dazu, den geschichtlichen Ereignissen den räumlichen Hintergrund zu geben, ist also in erster Linie Hilfswissenschaft der Geschichte. Der „Vater der Geschichte", *Herodot* (Mitte des 5. Jahrh. v. Chr.), ist zugleich auch der Vater dieser Art Geographie, die er in seinem Werke auch

äußerlich mit der Geschichte verflechtet. Die historische Richtung der antiken Geographie betrachtet nicht den Erdkörper als Ganzen, sondern die einzelnen Länder; bei diesen interessiert sie weniger die Exaktheit der Lage, als ihre dingliche Erfüllung, besonders mit Menschen und Menschenwerk; es ist eine beschreibende Länder- und Völkerkunde. Erklärende Betrachtungen und Versuche kommen vor, ohne jedoch leitendes Prinzip zu werden. Auch Fragen der allgemeinen Geographie, sowohl der physischen wie der menschlichen, werden gelegentlich genetisch behandelt (z. B. die Gezeitenbewegung, die Beeinflussung des Menschen durch das Klima), aber nicht systematisch. Der Begriff der allgemeinen Geographie — außer der Behandlung des Erdkörpers als Ganzen — fehlt der antiken Geographie noch völlig.

Die mathematische Richtung der antiken Geographie fand ihre wichtigste Förderung durch die Lehre der Pythagoreer von der Kugelgestalt der Erde; hieran schloß sich die Erkenntnis der Beleuchtungsverhältnisse, die Zoneneinteilung und die fortschreitende Vorstellung von der Anordnung der Meere und Kontinente. Die beiden größten Philosophen Griechenlands, *Platon* und *Aristoteles*, beschäftigten sich eingehend mit der Kosmogenie und der Geographie der Erdkugel. Nach der großen Erweiterung des räumlichen Wissens durch *Alexander d. Gr.* und *Pytheas* unternahm es *Dikaiarchos*, ein Schüler des *Aristoteles* (350—290), ein neues Bild der Erde zu entwerfen, von dem wir freilich nur dürftige Bruchstücke kennen.

Auf ihm baute weiter *Eratosthenes* (276—195 vor Chr.) in Alexandria, der damaligen Hauptstadt der Welt. Dieser größte mathematische Geograph des Altertums entwarf in seinem Werk *Γεωγραφικά* (Geographiká) ein vollständiges, leider uns verlorenes Lehrgebäude seiner Wissenschaft; er hat auch zuerst durch Gradmessung die Größe der Erde annähernd bestimmt. Ihm folgte im wesentlichen der größte antike Astronom, *Hipparchos* (um 125 vor Chr.), zur Zeit der beginnenden Weltherrschaft der Römer.

Die historische Geographie wurde seit *Herodot* vornehmlich durch geographische Exkurse in den Geschichtswerken dargestellt. Daneben entwickelte sich eine länderbeschreibende Literatur, freilich meist dürre Zusammenstellungen einfacher Tatsachen, rein praktischen Zwecken dienend, in den „Periplus" (Küstenumfahrten) und „Periegesen" (Reisehandbüchern). Zu weit

höherer Stufe erhob sich der große Geschichtsschreiber *Polybios* (202—123 vor Chr.), der viel von der Welt gesehen hatte und in ehrenvoller Stellung in Rom, im werdenden Mittelpunkt der Welt, lebte. In bewußtem Gegensatz zu der mathematischen Richtung betonte und pflegte er die für den Historiker unerläßliche Länderbeschreibung und forderte vom Geographen ausgedehnte Reisen. Dieses letztere Erfordernis erfüllte wie kaum einer im Altertum *Poseidonios* (135—50 vor Chr.); dennoch kehrte er im wesentlichen zur *Eratosthenes*schen Art zurück, indem er vorwiegend die Lage, sowie Erscheinungen der allgemeinen Erdkunde behandelte. Der im Altertum unerreichte Meister der beschreibenden Länderkunde war *Strabon* (68 vor bis 24 nach Chr.); er lebte in Rom. Er ist auch viel gereist, seine eigenen Beobachtungen sind aber vielfach nicht zuverlässig; sein uns fast ganz erhaltenes Werk Geographiká gibt auf Grund der verschiedenen vorhandenen Quellen eine Gesamtdarstellung aller Länder der Erde, wobei die Völker und ihre Geschicke und Kulturen im Mittelpunkte stehen und auch vielfach der ursächliche Zusammenhang des Menschen mit der Landesnatur berührt wird. Unmittelbar nach *Strabon* setzt ein tiefer Verfall der Länderkunde ein; nur noch dürftige Leitfäden, wie der des *Pomponius Mela* (40 nach Chr.), stammen aus der Folgezeit.

Demgegenüber bringt das ausgehende Altertum noch einmal eine kräftige Blüte der mathematischen Richtung der Geographie hervor. Auf den leider verlorenen Arbeiten des *Marinos von Tyros* (um 100 nach Chr.) fußend, bearbeitete *Klaudios Ptolemaios* (um 140 nach Chr.) in der letzten Blütezeit klassischer Literatur und Kunst, zur Zeit der größten Ausdehnung des Römerreiches und seiner räumlichen Kenntnis, die allgemeine mathematische Geographie in dem großen Werke *Μεγάλη Σύνταξις* (Megale Syntaxis, d. h. die große Zusammenstellung), gewöhnlich nach der arabischen Benennung „Almagest“ genannt, und gibt dann in dem zweiten Werk ***Γεωγραφικὴ Ὑφήγησις*** (Geographiké Hyphégesis, d. i. Geographische Anleitung) gewissermaßen eine Karte in Worten, indem er jedes geographische Objekt nach seiner Lage auf der Erdoberfläche zahlenmäßig festlegt. Ausführlichere Beschreibung liegt ihm dagegen fern. Dennoch ist dieses zweite Werk des *Ptolemaios* ein unschätzbarer Generalkatalog des räumlichen Wissens der Antike. Es ist zugleich eine Anleitung zum Kartenzeichnen, indem sich jeder nach den Längen- und Breitenangaben des Werkes eine Erdkarte selbst herstellen kann, was dann

auch im Zeitalter des Humanismus wieder geschehen ist. Damit hat die wissenschaftliche Geographie des Altertums ihren Abschluß erreicht.

II. Mittelalter. Mit dem Verfall der antiken Kultur gerät im Abendlande auch die griechische Geographie in Vergessenheit. Nur die lateinischen Exzerpte eines *Pomponius Mela*, *Solinus* und *Plinius* fanden sich in den Klosterbibliotheken. Das Weltbild kehrt zur biblischen Anschauung der Erde als einer Scheibe zurück, in deren Mitte nun Jerusalem liegt. Die kartographischen Darstellungen der Erde (sog. Radkarten) sind äußerst primitiv. Die bedeutendste dieser mittelalterlichen Erdkarten ist die mit zahlreichen bildenden Darstellungen geschmückte „Ebstorfer Weltkarte" (13. Jahrh.). Die Araber übernahmen dagegen von den Byzantinern die Reste antiker Literatur. Sie folgen in ihren geographischen Anschauungen im wesentlichen dem *Ptolemaios* und haben eine Reihe von Werken der mathematischen Geographie und der Länderkunde hervorgebracht (z. B. *Edrisi* im 12. Jahrh.), welche zwar die antiken Vorbilder nicht erreichten, aber eine bessere Kenntnis des entfernten Ostens zeigten.

Die Wiedererweckung der geographischen Wissenschaft im Abendlande vollzog sich in den letzten Jahrhunderten des Mittelalters unter dem Einfluß einer Reihe von fördernden Ereignissen.

1. Die Berührung mit den Arabern in Spanien, Sizilien und durch die Kreuzzüge, sowie die Erweiterung des geographischen Horizonts durch die letzteren.

2. Die Errichtung des gewaltigen Mongolenreiches im 13. Jahrhundert, welche die Eröffnung eines Karawanenverkehrs bis nach China zur Folge hatte; *Marco Polo* brachte Ende des 13. Jahrhunderts die erste genauere Kunde von diesem Lande und von Japan (Zipangu).

3. Die Eröffnung direkter Schiffahrt vom Mittelmeer nach den atlantischen Küsten Europas.

4. Die Einführung des Kompasses und infolgedessen die Entstehung der ersten genaueren Karten der Küstenumrisse (Kompaßkarten) seit dem Ende des 13. Jahrhunderts am Mittelmeer.

5. Die Bekanntschaft mit den griechischen Geographen, besonders mit *Ptolemaios*, zunächst durch Vermittlung der Araber, dann seit Anfang des 15. Jahrhunderts, im Zeitalter des Humanis-

mus, im Original. *Ptolemaios* wurde nun für zwei Jahrhunderte die Grundlage des geographischen Wissens und geographischer Methode. Ihm entnahm man wieder die Lehre von der Kugelgestalt der Erde und die Kunst der geographischen Ortsbestimmung und damit die Voraussetzungen für die großen Entdeckungsfahrten; die Ergebnisse der letzteren suchte man noch längere Zeit hindurch mit dem Weltbild des *Ptolemaios* zu vereinigen.

III. Neuere Zeit. Das Zeitalter der Entdeckungen beginnt mit den Fahrten der Portugiesen an der Westküste Afrikas; seine Hauptereignisse sind die Entdeckung Amerikas durch *Christoph Kolumbus* (1492) und die Enthüllung der Umrisse des neuen Erdteils bis zur Mitte des 16. Jahrhunderts; die Eröffnung des Seeweges nach Indien durch *Vasco de Gama* (1498), und die erste Weltumsegelung durch *Ferdinand Magalhaes* (1519—22). Damit war die Verteilung der großen Kontinente und Ozeane auf der Erdkugel festgestellt. Die großen Züge des Erdbildes wurden vollendet durch die Entdeckung Australiens im Anfang des 17. Jahrhunderts, durch die Fahrten von *James Cook* (1768—1779), welche die Inselnatur Australiens, das südliche Polarmeer und die Trennung Asiens und Amerikas durch die Beringstraße bekanntmachten. Im Laufe des 19. Jahrhunderts wurden dann die noch unbekannten Regionen im Innern der Kontinente sowie die beiden Polargebiete mehr und mehr aufgehellt, so daß heute nur noch verhältnismäßig kleine Teile der Erdoberfläche völlig unbekannt geblieben sind.

Seit dem 18. Jahrhundert tritt zunehmend neben die Entdeckungsreisen, diese schließlich fast völlig ersetzend, die wissenschaftliche Erforschung der Erdoberfläche. Während früher die Erweiterung der Kenntnis meist Nebenfrucht von praktischen Bestrebungen war, wurde sie nun Selbstzweck zahlreicher öffentlicher und privater Unternehmungen. In den verschiedensten Zweigen der Forschung und Darstellung greift die staatliche Organisation ein, so vor allem in den Aufnahmen von Spezialkarten der Kulturländer und der Meeresküsten, sowie in der Erdmessung. Die kartographische Darstellung nimmt seit *Gerhard Mercator* (1512—1594) eine ganz neue Richtung auf Grundlage wissenschaftlicher Projektion und steigert sich zu immer höherer technischer und inhaltlicher Vollendung im 19. Jahrhundert. —

Nur zögernd folgte der äußeren Erweiterung des Wissens die innere, methodische Entwicklung der geographischen

Wissenschaft. Im Zeitalter der Entdeckungen steht die Geographie noch ganz im Banne der Antike; sie wird noch beherrscht von dem Dualismus der mathematischen Geographie und der historischen Länderbeschreibung. Die erstere erscheint unter dem aus dem Mittelalter stammenden Namen der Kosmographie noch eng verbunden mit der Astronomie und ruht noch ganz auf *Ptolemaios*, dem man die neuen Entdeckungen mühsam anzuflicken sucht. Ein Vertreter dieser Art dürrer Aufzählung der Länder und Orte nach Breite und Länge ist die Kosmographie von *Peter Apianus* (1524), während *Sebastian Münster* (1550) wieder eine Länderbeschreibung im Anschluß an *Strabon* schuf, aber ohne diesen methodisch zu erreichen. Das erklärende Moment fehlt noch ganz, das Naturwissen ist gering. Die großen Entdecker selbst boten nur sehr dürftige Schilderungen der neuen Länder, begnügten sich meist mit Feststellung der Lage und mit Namengebung.

Erst mit Beginn des 17. Jahrhunderts vollzieht sich allmählich die Loslösung der Geographie von den antiken Vorbildern. Unter dem Einfluß des Kopernikanischen Weltsystems, das durch *Galilei* und *Kepler*, später durch *Newton*, tiefer begründet sich bis zur Mitte des Jahrhunderts allgemein durchsetzt, löst sich die Kosmographie in die mächtig emporblühende Astronomie und Physik des Erdballs einerseits, in die Geographie andererseits auf, deren Namen jetzt wieder gebräuchlich wird. Letztere überläßt die Erdmessung und Verwandtes (Geodäsie) den Nachbarwissenschaften, entwickelt aber einen neuen Zweig, die historische Geographie im eigentlichen Sinne, d. h. die Topographie der Vergangenheit; ihr Begründer ist *Philipp Clüver* (1580—1622). Die Länderkunde aber verharrt in der ödesten Aufzählung und äußerlicher Staatenkunde. Dagegen begründet *Bernhard Varenius* (1622—1650), ein früh verstorbener deutscher Gelehrter, der in Holland lebte, in dem in seinem Todesjahr erschienenen Werke „Geographia generalis" die Allgemeine Geographie; im Gegensatze zur dürftigen Länderkunde seiner Zeit werden hier zum ersten Male die Erscheinungen der Erdoberfläche systematisch über die ganze Erde hin verfolgt und, nach Maßgabe des damaligen Wissens, zu erklären versucht. Das Werk des *Varenius* hat, neben dem Begriff der allgemeinen Geographie, zum ersten Male den genetischen Gesichtspunkt in die Methode der Geographie eingeführt. Aber es eilte seiner Zeit voraus und blieb von geringem Einfluß.

In der Mitte des 18. Jahrhunderts beginnt endlich die Entwicklung der modernen Geographie. Der Aufschwung der Naturwissenschaften und die Aufklärungsphilosophie übten auch auf die Geographie ihre Wirkung aus. Die Frage nach dem Wieso? wird allgemeiner zunächst in der Geographie des Menschen gestellt; befruchtet durch die Geschichtsphilosophie eines *Montesquieu, Voltaire. Herder* beschäftigt man sich mit der Frage der Abhängigkeit der menschlichen Kultur von der Natur des Lebensschauplatzes. Und auch in der physikalischen Geographie, wie sie jetzt genannt wird, findet wenigstens teilweise die Erklärung der Tatsachen Berücksichtigung. Wieder tritt ein Dualismus in der Geographie des ausgehenden 18. und der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts hervor, aber es ist jetzt nicht mehr der alte. Die mathematische Geographie ist ziemlich aus der Geographie ausgeschaltet und geht unter der Führung der Mathematiker, Geodäten, Astronomen, Physiker ihre eigenen Wege; auch die Kartographie zweigt sich mehr und mehr als besondere Kunst ab. Dagegen stehen sich nun die physikalische Geographie, und zwar als Allgemeine Geographie, die ihre Probleme erklärend über die ganze Erde verfolgt, und die den Menschen, seine Geschichte und seine Staaten in den Mittelpunkt der Betrachtung stellende, daher stark historisch gefärbte Länderkunde einander gegenüber. Zugleich aber erwecken die zahlreichen wissenschaftlichen Reisen in allen Zonen seit der Mitte des 18. Jahrhunderts und die daraus hervorgehenden. zum Teil klassisch vollendeten Reisebeschreibungen, ferner die fast ununterbrochenen Kriege und Grenzverschiebungen der napoleonischen Ära in den breitesten Schichten geographisches Interesse und liefern zugleich eine vorher ungeahnte Fülle wissenschaftlich brauchbaren Stoffes und kartographischer Leistungen.

Diese Zeit des großen Aufschwunges der dualistischen Geographie der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts verkörpert sich in dem Doppelgestirn *Alexander von Humboldt* und *Karl Ritter*.

Alexander von Humboldt (1769—1859), der vielseitigste Naturforscher und große Reisende, scharfsinnige Beobachter und geniale Kombinator, ist der Begründer der modernen allgemeinen genetischen physikalischen Geographie. Zahlreiche Erscheinungen der Erdoberfläche aus dem Gebiete der Geologie, Klimatologie, Pflanzengeographie werden von ihm zum erstenmal in den Bedingungen ihres Zusammenvorkommens und Zusammenwirkens ursächlich erfaßt und

über die ganze Erde hin verfolgt. Daneben schafft er formvollendete Landschaftsschilderungen.

Bei *Karl Ritter* (1779—1859) spielt dagegen die eigene Beobachtung keine Rolle; die Naturwissenschaften liegen ihm fern. Er sammelt und verarbeitet kritisch den literarisch vorliegenden länderkundlichen Stoff, wobei er die Natur der Länder nicht erklärt, sondern als etwas für den Geographen Gegebenes auffaßt. Die Erklärung setzt bei ihm, dem Nachfolger *Herders*, erst ein beim Verhältnis des Menschen zur Natur seines Lebensschauplatzes. Die historischen und kulturellen Erscheinungen der Völker betrachtet er als Folgen der Landesnatur, wobei ein teleologischer Standpunkt stark hervortritt, d. h. die Anschauung, daß die Erde und ihre einzelnen Teile als Erziehungshaus der Menschheit zweckbewußt geschaffen seien. Es ist verständlich, daß die genetische Erfassung der Menschengeographie bei *Ritter* unvollkommen, vielfach einseitig und konstruktiv bleiben mußte, da ihm die Einsicht in die Naturkräfte selbst fehlte und er die natürliche Geographie aus der Anwendung der kausalen Betrachtung so gut wie ausschloß.

Während *Humboldts* Einfluß, auf die Naturwissenschaften groß, sich in der schulmäßigen Geographie kaum bemerkbar machte, wobei mitspielt, daß *Humboldt* kein Lehramt bekleidete, steht diese, besonders die Länderkunde, ganz unter der Leitung *Ritters*, der durch Jahrzehnte an der Berliner Universität lehrte. Mit der Zeit machten sich die Mängel der *Ritter*schen Methode, besonders bei seinen Schülern, bei denen sich *Ritters* geistvolle Durchdringung des Stoffes verlor, immer mehr geltend: die zu einseitige Betonung des Menschen in der Geographie ohne naturwissenschaftliche Grundlage und ohne hinreichende Beobachtung. Die *Ritter*sche Geographie bleibt Hilfswissenschaft der Geschichte. Der alte Kompendienstil nimmt wieder überhand. Die allgemeine physische Geographie löst sich fast ganz ab und in Teilwissenschaften auf, die jede für sich große Fortschritte machen, die aber des gemeinsamen Bandes entbehren. Ein Gegengewicht zu dieser Zersplitterung bildeten die wissenschaftlichen Reisenden, welche die Gesamtnatur der Länder schilderten und eine Menge ausgezeichneter Reisebeschreibungen lieferten. (*Darwin*, *Wallace*, *Junghuhn* u. a.) Aber auch sie bleiben ohne Einfluß auf die dürre Schulgeographie und die trockenen Handbücher. Jedoch drängte allmählich die Fülle von Stoff, den die besonders seit den 40er Jahren neu einsetzenden Entdeckungsreisen im Innern der

Kontinente und in den Polargebieten lieferten, zu neuer Verarbeitung. Es entstanden geographische Gesellschaften, kartographische Institute (z. B. *Justus Perthes* in Gotha) und geographische Zeitschriften, zunächst vorzugsweise als Repertorien der Entdeckungsreisen (z. B. *Petermanns* Geograph. Mitteilungen). Ein wichtiger Faktor neuer methodischer Gestaltung war ferner das Durchdringen der Lehre von der allmählichen Entwicklung an Stelle der alten Katastrophen- und Schöpfungstheorie in den Naturwissenschaften und besonders in der Geologie (*Lamarck*, *Darwin*, *Lyell*).

So war der Boden vorbereitet für die neueste Entwicklung der Geographie, die in den sechziger Jahren einsetzt.

Für sie ist charakteristisch die Aufhebung des Dualismus und das Durchdringen der genetischen Betrachtungsweise. Die heutige Geographie ist eine einheitliche, erklärende Wissenschaft. Sie verknüpft auf naturwissenschaftlicher Grundlage die Gesamtheit der geographischen Erscheinungen, sowohl der natürlichen wie der menschlichen, durch ein zusammenhängendes Band von Ursache und Wirkung. Und zwar erstreckt sich die genetische Betrachtung sowohl auf die allgemeine Geographie wie auf die Länderkunde. In der allgemeinen Geographie wird besonders eifrig die bis dahin fast völlig vernachlässigte kausale Betrachtung der Formen der Landoberfläche (Geomorphologie oder Morphologie schlechthin) gepflegt und schnell zu einem hohen Grade der Erkenntnis gefördert. Aber auch die anderen Zweige der physischen Geographie werden wieder mit der Geographie vereinigt und in fruchtbarer Weise miteinander zu einem auf Ursache und Wirkung beruhenden Gesamtbilde der Erdoberfläche und ihres Lebens verknüpft. Keineswegs wird dabei die Menschengeographie vernachlässigt, sondern sie wird nun, eigentlich zum ersten Male, mit der Naturgeographie kausal, nicht teleologisch, und mit naturwissenschaftlichen Methoden verknüpft, also die Einheit der geographischen Wissenschaft hergestellt. Diese Art der Betrachtung dringt dann auch in der Länderkunde durch, freilich in der Schul- und Kompendiengeographie erst zögernd und allmählich.

Diese moderne genetische Geographie beginnt sich zuerst in den sechziger Jahren zu entwickeln, in der Morphologie in Amerika und Deutschland, allgemeiner vor allem in Deutschland. Hier war der bedeutendste Vorläufer der neuen Richtung *Oskar Peschel* durch

seine 1870 erschienenen „Neuen Probleme der vergleichenden Erdkunde", der freilich zunächst allzu einseitig auf Karten, ohne eigene Beobachtung, mit unzureichenden Mitteln, aber höchst anregend aufbaute.

Der Hauptbegründer der modernen Geographie ist *Ferdinand von Richthofen* (1833—1905). Von der Geologie ausgegangen, wurde er auf ausgedehnten Forschungsreisen (1860—1872), besonders in China, zum Geographen. Er vereinigte einen gewaltigen Schatz eigener Anschauung mit genialer Stoffbeherrschung und Gestaltungskraft. In seinem Reisewerk „China" (1877—83. 1912) und in seinem „Führer für Forschungsreisende" (1886) begründete er sowohl die allgemeine Geographie, besonders die Morphologie, wie die heutige genetische Länderkunde auf dem festen Grunde des Naturerkennens, vor allem der Geologie, aber durchaus mit Hineinbeziehung des Menschen. Für die Methodik der heutigen Geographie ist seine Leipziger Antrittsrede „Aufgaben und Methoden der heutigen Geographie" (1883) grundlegend. Von den zahlreichen Zeitgenossen und Nachfolgern *Richthofens* seien hier nur *Alfred Kirchhoff* als Förderer der modernen Schulgeographie und *Friedrich Ratzel*, der Erneuerer der allgemeinen Geographie des Menschen („Anthropogeographie") erwähnt; andere neuere Geographen werden wir bei den einzelnen Zweigen der Wissenschaft zu nennen haben.

Während seit den letzten großen Entdeckungen in Afrika (in den 80er Jahren) eigentliche Entdeckungsreisen nur noch in den Polargebieten Raum fanden, entspann sich im letzten Halbjahrhundert eine eindringende Forschungstätigkeit mit den modernen Methoden und Fragestellungen in allen Erdteilen und auf den Meeren. Eine gewaltig angeschwollene, stets wachsende Spezialliteratur über einzelne Gegenden ist, neben den Arbeiten über allgemeine Geographie, das Ergebnis. Während aber an zusammenfassenden Werken über allgemeine Geographie kein Mangel ist, fehlen zusammenfassende Darstellungen im Geiste der modernen Länderkunde noch sehr, besonders über die außereuropäischen Erdteile.

Der neue Aufschwung der geographischen Wissenschaft gleichzeitig mit der großartigen Entwicklung der Weltwirtschaft und des Weltverkehrs, des Eintrittes des neuen Deutschen Reiches in denselben, führte in den siebziger Jahren zur Gründung von ordentlichen Professuren der Geographie an den preußischen, später auch an den übrigen deutschen und vielen ausländischen Universitäten,

während früher solche Lehrstühle nur vereinzelt bestanden hatten. Dadurch drang dann allmählich die neue Geographie in die Schule ein, freilich noch heute hier vielfach auf Widerstand der älteren Lehrer und Direktoren stoßend, die sich noch immer nicht von der hohen Bedeutung dieses Lehrfaches überzeugen können. Doch hat der Weltkrieg in Deutschland allgemein das Verlangen nach einer ausgiebigeren Pflege der Geographie an Universitäten und Schulen lebhaft gefördert, da sich die Mängel geographischer Bildung in unserem Volke unheilvoll gezeigt haben. Trotzdem ist Deutschland als das führende Land in der modernen wissenschaftlichen Geographie zu bezeichnen, dem andere Kulturländer — am vollständigsten Frankreich — erst gefolgt sind, während andere noch heute darin rückständig sind.

C. Hilfswissenschaften. Abgrenzung.

Die heutige Geographie ist also, wie auch die Naturwissenschaften, aus einer beschreibenden eine erklärende Wissenschaft geworden. Das bedeutet natürlich nicht, daß dadurch der Wert rein tatsächlicher Feststellung in ihr herabgedrückt ist. Diese muß selbstverständlich der Erklärung vorausgehen und hat auch in der Geographie ihren hohen, selbständigen Wert; vor voreiligen Erklärungsversuchen ohne genügende tatsächliche Grundlage muß dringend gewarnt werden.

Sowohl bei der tatsächlichen Feststellung wie bei der Erklärung hat sich die Geographie auf Hilfswissenschaften zu stützen, die bei ihr zahlreicher und verschiedenartiger sind als bei anderen Wissenschaften. Da sie es sowohl mit natürlichen wie mit menschlichen Objekten zu tun hat, ist es für die Geographie besonders charakteristisch, daß sie mitten zwischen den beiden großen Gruppen der Natur- und der Geisteswissenschaften steht und zwischen diesen ein einigendes Band bildet. Gerade darin beruht ihre große Bedeutung für die Gesamtentwicklung der Wissenschaften und ihr hoher bildender Wert, daß sie geeignet ist, aus der Beschränktheit der Einzelwissenschaften hinauszuführen zu einer Gesamtauffassung der irdischen Erscheinungen, zur Erkenntnis der Einheitlichkeit des Geschehens. Es gibt nicht bloß Vorgänge der Natur auf der einen Seite, der Menschheit auf der anderen Seite, sondern beide sind auf das engste ursächlich und räumlich

miteinander verbunden. Die Vorstellung von der gegenseitigen Abhängigkeit aller Erscheinungen eines Erdraumes bis hinauf zum Menschen und seinen Werken, das ist es, was man als das besondere geographische Denken bezeichnen kann. Neben dem rein praktischen Wert der Geographie ist es ihre Hauptaufgabe, diese Art des Denkens zu entwickeln.

Die wichtigsten Hilfswissenschaften der Geographie sind die folgenden.

Mathematik. Die mathematischen Kenntnisse eines Abiturienten des humanistischen Gymnasiums genügen im allgemeinen. Höhere Mathematik ist nur für selbständiges Arbeiten in der mathematischen Geographie, Meteorologie und bei einigen besonderen Problemen der Hydrographie und Morphologie notwendig.

Anorganische Chemie und Experimental-Physik, insbesondere Mechanik und Wärmelehre. Grundkenntnisse für alle Zweige der physischen Geographie nötig.

Geologie; wichtigste und unentbehrlichste Hilfswissenschaft der Geographie, da ohne sie die Formen der Erdoberfläche und ihre Entwicklung unverständlich sind. Als Grundlagen für die Geologie sind wieder die Grundzüge der Mineralogie, Petrographie und Paläontologie für den Berufsgeographen notwendig.

Botanik und Zoologie nur für Pflanzen- und Tiergeographie.

Anthropologie und Völkerkunde, Geschichte und Kulturgeschichte. Hilfswissenschaften für die Menschengeographie. Ganz besonders aber Volkswirtschaftslehre! Diese nimmt für die Menschheitsgeographie dieselbe grundlegende Stellung ein, wie die Geologie für die physische Geographie. Doch kommen manche Zweige der Volkswirtschaftslehre für die Geographie weniger in Betracht (z. B. Finanzwissenschaft, Genossenschaftslehre), der Schwerpunkt liegt in der Lehre von der Produktion, vom Handel und Verkehr.

Die Abgrenzung der Geographie von diesen Hilfswissenschaften wie überhaupt die Grenzen unserer Wissenschaft sind im einzelnen schwankend; im allgemeinen sind sie durch den räumlichen Gesichtspunkt der Geographie gegeben. Sie betrachtet nicht die Objekte an sich, sondern ihre räumliche Verbreitung und Bindung und ihr Zusammenvorkommen und Zusammenwirken in den einzelnen Erdräumen. Vor allem

kommen für sie diejenigen Erscheinungen in Betracht, die für die einzelnen Erdräume wesentlich und charakteristisch sind. Infolge dieses Grundsatzes ist die heutige Geographie, trotz der gewaltigen Verbreiterung und Vertiefung ihrer Betrachtungsweise, viel sorgfältiger in der Auswahl ihrer Gegenstände, als die frühere „Länder- und Völkerkunde". Während in den älteren Kompendien allerhand für den Erdraum oder die Erdstelle gleichgültige und zufällige Dinge in buntester Mischung zusammenhanglos vorgebracht werden — z. B. bei den Ländern: Wappen, Genealogie der Herrscherfamilien, Einzelheiten der Verfassung und Verwaltung u. dgl., bei den Städten Denkmäler, berühmte Personen, die dort geboren oder gestorben sind, Zahl der Kirchen und Schulen — beschränkt sich die heutige Geographie auf die Darstellung der geographisch wesentlichen Dinge.

Andererseits läßt sich die vielfach geäußerte zeitliche Auffassung der Geographie als Gegenwartswissenschaft gegenüber den Vergangenheitswissenschaften (Geologie, Geschichte) nicht aufrechterhalten. Auch die Erscheinungen der Vergangenheit können und müssen geographisch, d. h. in ihrer räumlichen Bedingtheit, erfaßt werden. (Paläogeographie ist die Geographie der erdgeschichtlichen Vergangenheit, historische Geographie die der geschichtlichen Vergangenheit.) Doch steht aus naheliegenden Gründen für die Geographie praktisch die Gegenwart im Vordergrunde, wobei aber auch die Vergangenheit für die Erklärung der Gegenwart stets herangezogen werden muß.

Lassen sich theoretisch die Grenzen der Geographie gegen die Hilfs- und Nachbarwissenschaften recht gut festsetzen, so müssen wir doch diese Grenzen häufig aus praktischen Gründen überschreiten. Die räumliche Verbreitung der Erscheinungen ist nicht verständlich ohne Kenntnis des Wesens dieser Erscheinungen selbst, welches die Hilfswissenschaften behandeln. Wir können z. B. nicht die so wichtige geographische Verbreitung des Regens verstehen ohne Kenntnis der Entstehung des Regens und seiner Bedingungen. Wo nun diese notwendigen Kenntnisse bei dem Hörer oder Leser nicht vorausgesetzt werden können, müssen sie in der geographischen Darstellung selbst eingeflochten werden. Es ist ein bewußtes Übergreifen in eine Nachbarwissenschaft, wodurch die Selbständigkeit der Geographie als solcher nicht in Zweifel gestellt wird. Diesem praktischen Zwange muß auch im vorliegenden Buche vielfach nachgegeben werden.

D. Methodik und Einteilung der Geographie.

Die Arbeit der Geographie besteht in Beobachtung, an die sich die Interpretation oder Erklärung anknüpft. Beides zusammen wird in der Darstellung verarbeitet. Das Rohmaterial wird durch unmittelbare Beobachtung der Erdoberfläche und ihrer Erscheinungen gewonnen; das Experiment hat nur untergeordnete Bedeutung in der Geographie, als Hilfsmittel bei gewissen Problemen. Bei der Historischen Geographie tritt neben die Beobachtung an Ruinen, Denkmälern u. dgl. die literarische Quellenforschung, daher dieser Zweig methodisch mehr zur Geschichtswissenschaft gehört. Bei manchen Fragen der Menschengeographie spielt an Stelle der Beobachtung im gewöhnlichen Sinne die Statistik die erste Rolle für die Beschaffung des Tatsachenmaterials, die aber nur eine besondere Art der Beobachtung ist. Die Meteorologie und Klimatologie bedarf langjähriger Beobachtung von Instrumenten an festen Stationen. Von diesen besonderen Fällen abgesehen, geschieht die geographische Beobachtung durch Fortbewegung des Beobachters, durch Reisen im weitesten Sinne. Und zwar zerfällt die beobachtende Tätigkeit in zwei Arten. 1. Die Messung, welche die Lage und Größe der Objekte feststellt. Ortsbestimmung, Längen-, Flächen-, Höhen-, Relief- und sonstige Raumverhältnisse; alles vornehmlich zusammengefaßt als Kartenaufnahme. Diese wird in den Kulturländern heute durch besondere Geodäten und Topographen besorgt (staatliche Landesaufnahmen); in weniger zivilisierten Ländern ist sie noch Sache der reisenden Geographen. Diese ganze Aufgabe ist eine technische, da aber dabei von vornherein eine Generalisierung (Zusammenfassung) der zahllosen Einzelheiten der Natur notwendig ist, sollte sie immer mit einem Verständnis der zu messenden und kartographisch darzustellenden Objekte verbunden sein, was leider bei den Berufs-Topographen und -Kartographen vielfach nicht der Fall ist. 2. Beobachtung des sachlichen Inhalts der Erdoberfläche, auch aller der Erscheinungen, die auf der Karte nicht erschöpfend dargestellt werden können und sich nicht völlig durch Maß und Zahl wiedergeben lassen. (Geologie und Formen der Erdoberfläche, Vegetation, Kultur und Wirtschaft usw.) Messende und sachlich auffassende Beobachtung müssen Hand in Hand gehen. Wenn auch die Beobachtung unverfälscht durch alle Erklärungsversuche objektiv sein muß, so muß sie doch immer auch die Interpretation im Auge behalten, da nur dann

das Wichtige vom Unwichtigen gesondert werden, also die Beobachtung auf das Wissenschaftlich-Wesentliche gelenkt werden kann. Auch die Beobachtung des sachlichen Inhalts der Erdräume ist in den Kulturländern heute zum Teil dem Geographen abgenommen und besonders organisiert: geologische Aufnahmen, meteorologischer Dienst, staatliche Statistik usf. Doch werden dadurch die eigenen Beobachtungen des Geographen nicht überflüssig, da die Beobachtungen der anderen meist von nichtgeographischen Gesichtspunkten ausgehen, und weil das Gesamtbild eines Erdraumes nur durch zusammenfassende Beobachtung der verschiedenartigen Erscheinungen gewonnen werden kann. Die geographischen Beobachtungsreisen sind nicht nur in unbekannten, sondern auch in den Kulturländern zur Erfassung ihrer Eigenart unentbehrlich.

Der beobachtende Geograph kann auf seinen Reisen bestimmten Problemen nachgehen (z. B. Talbildung, Lage und Art der Siedelungen u. dgl.) oder er kann den Erdraum selbst nach allen seinen Eigenschaften studieren (länderkundliche Forschung). Bei letzterer Art kann natürlich auch besonderen Fragen die Aufmerksamkeit zugewandt werden, die in dem betreffenden Lande hervorragend interessant sind.

Seine Ergebnisse wird der beobachtende Geograph meist selbst darstellen, wobei vielfach die Hilfe von Spezialisten vorteilhaft ist. Jedoch wird er dabei selten die kritische Verarbeitung auch fremden Beobachtungsmaterials (Karten und Texte) entbehren können. Je umfassender seine Aufgabe ist, desto mehr ist er auch auf fremdes Material angewiesen, da der einzelne Forscher nicht alles selbst gesehen haben und nicht in allen Fragen gleich sachverständig sein kann. Daher ist schließlich geographische Darstellung auch möglich und notwendig ohne eigene Beobachtung des betreffenden Gegenstandes oder Landes. Es ist unsinnig, vom Geographen zu verlangen, daß er nur die Gebiete darstellen soll, die er selbst gesehen hat; dann wären ja größere zusammenfassende Bearbeitungen und Lehrbücher, die doch unentbehrlich sind, gar nicht möglich. In keiner Wissenschaft wird von einem Lehrbuch verlangt, daß der Verfasser in allen darin enthaltenen Fragen selbständig gearbeitet habe. Immer aber muß von einem Geographen verlangt werden, daß er selbst zu beobachten gelernt hat; keiner sollte eine länderkundliche Darstellung schreiben, der nicht selbst irgendein Land länderkundlich erforscht hat; nur dann hat er das Vermögen richtiger

Bewertung fremder Forschungen, eine lebhafte Vorstellungsgabe (Intuition) ihm nicht persönlich bekannter Erdräume, eine lebendige Auffassung für das Zusammenspiel der geographischen Faktoren. Für jedes Land wird meist die Darstellung desjenigen die lebensvollere sein, der das Land wenigstens teilweise selbst gesehen hat. Studien- und Forschungsreisen sind daher für die Ausbildung eines Geographen ganz unentbehrlich.

Die Darstellung des geographischen Stoffes geschieht 1. bildlich durch Karte, Profil, Relief, Bild. Ihre Herstellung ist Gegenstand besonderer technischer Zweige der Geographie. Die Karte insbesondere, d. h. die Abbildung der Erdoberfläche in der Horizontalen, ist nicht nur ein Mittel der Darstellung, sondern sie ersetzt für alle Untersuchungen und Bearbeitungen in der Studierstube die Betrachtung der Erdoberfläche selbst, wird also statt dieser Gegenstand der Beobachtung. 2. Durch das beschreibende Wort, wobei vielfach noch Zahlen zur Vermittlung exakter Größenvorstellungen eingefügt werden (Höhen-, Flächen-, Bevölkerungszahlen usw., klimatische Werte). Bildliche und wörtliche Darstellung ergänzen sich beide, sind beide unentbehrlich für die richtige Vorstellung der räumlichen Anordnung der Dinge. Eine gewisse Terminologie kann bei der wörtlichen Darstellung nicht entbehrt werden; sie muß möglichst klar und eindeutig sein; ein Übermaß von technischen Ausdrücken ist zu vermeiden. In der wörtlichen Darstellung muß sich mit der Feststellung und Beschreibung der Tatsachen die Beleuchtung ihres ursächlichen Zusammenhanges, ihre Erklärung eng verbinden, soweit diese möglich. Wie schon gesagt, ist die reine Beschreibung allein, wenn gesicherte Erklärung nicht möglich ist, ebenfalls notwendig und nicht gering zu schätzen. Doch muß sie immer lebensvoll sein, das Wesen und den sachlichen Inhalt zum Ausdruck bringen, die ungeklärten Probleme erkennen lassen, nie in dürre Aufzählung von Namen und Zahlen ausarten. Das Streben nach kausaler Auffassung der Tatsachen muß immer die Darstellung belebend durchdringen, wenn auch im Einzelfall das Ziel dieses Strebens nicht oder noch nicht erreicht werden kann.

Diese methodischen Bemerkungen gelten für die Gesamtheit der geographischen Arbeit. Daneben unterscheidet man in der neueren Geographie zwei Hauptmethoden oder Arbeitsrichtungen, beide unentbehrlich und sich gegenseitig ergänzend und stützend: die spezielle und die allgemeine Geographie.

Die spezielle Geographie hat die einzelnen Erdräume (Länder und Meere) zum Gegenstand, betrachtet sie nach den in ihnen auftretenden wesentlichen Erscheinungen, welche die Eigenart jedes Erdraumes ausmachen und die einzelnen Erdräume voneinander unterscheiden. Sie teilt also den geographischen Stoff räumlich ein. Sie ist das eigenste Gebiet der Geographie, das ihr von keiner anderen Wissenschaft streitig gemacht werden kann, und in dem die besondere Art des geographischen Denkens und der geographischen Auffassung am reinsten zur Geltung kommt. Man nennt sie auch Länderkunde, da die Landräume für uns wichtiger sind, jedoch gehört auch die Betrachtung der einzelnen Meere ebenfalls zur speziellen Geographie.

Die Allgemeine Geographie betrachtet dagegen die geographischen Erscheinungen über die ganze Erde hin, also die Flüsse der ganzen Erde, die Gebirge der ganzen Erde usf., teilt also den Stoff systematisch, d. h. nach Gruppen von Erscheinungen ein. Diese allgemeine Betrachtung erschließt erst die Ursachen und Gesetze der geographischen Erscheinungen und ihrer räumlichen Verteilung; sie gibt erst die Möglichkeit, die Erscheinungen und Eigenschaften der einzelnen Erdräume zu verstehen und zu erklären; sie ist also eine Art Propädeutik der Länderkunde. Sie ist aber andererseits auch eine Abstraktion aus der Länderkunde, da diese und die Einzelbeobachtungen in den Ländern das Tatsachenmaterial für die allgemeine Geographie liefern. Bei der letzteren ist die Abgrenzung gegen andere Wissenschaften schwieriger wie bei der speziellen Geographie. Denn die allgemeine Geographie hat es ja mit Erscheinungen zu tun, die an sich fast sämtlich auch anderen Wissenschaften, wenn auch unter anderen Gesichtspunkten, angehören; bei ihr ist das obenerwähnte Übergreifen in andere Wissenschaften nötig. Manche Zweige der allgemeinen Geographie werden auch infolge der historischen Entwicklung weniger von der Geographie selbst, als von anderen Wissenschaften behandelt oder haben sich als selbständige Wissenszweige losgelöst.

Die Allgemeine Geographie, mit der wir es hier zu tun haben, zerfällt naturgemäß in folgende Teile:

I. Mathematische Geographie. Sie betrachtet den Erdkörper als Ganzes, seine Gesamteigenschaften, mit absichtlicher Vernachlässigung der Unterschiede der einzelnen Teile der Erdoberfläche. Sie paßt daher nicht in unseren Begriff vom Inhalt und Wesen

der Geographie, sondern ist nur eine Hilfswissenschaft derselben, die vornehmlich mit mathematischen und physikalischen Methoden arbeitet. Nur ihrer Unentbehrlichkeit für alle Zweige der Geographie halber soll sie hier mit als Teil der allgemeinen Geographie behandelt werden.

II. Allgemeine physische Geographie (Naturgeographie).

1. Atmosphärenkunde.

2. Festlandskunde (Lehre von der Oberfläche der festen Erdkruste). Ihr Hauptteil ist die Geomorphologie oder Morphologie schlechthin, die Lehre von den Formen der Krustenoberfläche.

3. Meereskunde.

4. Biogeographie (Pflanzen- und Tiergeographie).

III. Allgemeine Anthropogeographie (Menschengeographie). Die Einteilung dieser einzelnen Abschnitte folgt bei diesen selbst.

II. Mathematische Geographie.

Die mathematische Geographie betrachtet den Erdkörper in allen den Eigenschaften, die ihm als Ganzem zukommen. Sie steht dadurch im Gegensatz zu den übrigen Zweigen der Geographie, welche die Einzelerscheinungen an der Erdoberfläche oder die einzelnen Teile der letzteren untersuchen, also gerade die unterscheidenden Merkmale der einzelnen Erdräume hervorheben. Sie arbeitet nicht mit geographischen, sondern mit mathematischen und physikalischen Methoden. Daher liegt ihre Förderung, obwohl sie früher einen Hauptgegenstand der Geographie (bzw. der „Kosmographie") ausmachte, heute überwiegend bei den Mathematikern, Astronomen, Physikern. Sie ist methodisch und begrifflich kein Teil der heutigen Geographie, sondern eine Hilfswissenschaft derselben. Es werden daher hier nur diejenigen Teile der mathematischen Geographie kurz und in elementarer Form behandelt, die für den Geographen unentbehrlich sind. (Eine ausführlichere Darstellung, ebenfalls für Geographen, enthält *H. Wagners* Lehrbuch der Geographie, mit Literaturangaben.)

Die mathematische Geographie zerfällt in folgende Abschnitte:

A. Gestalt und Größe der Erde (eigentliche mathematische Geographie);

B. Physikalische Beschaffenheit des Erdkörpers (Geophysik);

C. Beziehung der Erde zu anderen Weltkörpern, Bewegungen der Erde (astronomische Geographie);

D. Orientierung und Messung auf der Erdoberfläche (Geodäsie), eine Reihe von technischen Aufgaben, die mit mathematischen Methoden zu lösen sind;

E. Die Abbildung der Erdoberfläche in der Ebene (Kartenprojektion, Kartenlehre.)

A. Gestalt und Größe der Erde.

Die Anschauung von der Gestalt der Erde hat folgende Stadien durchlaufen:

1. Die Erde eine Scheibe; primitive Vorstellung, erwachsen aus dem Augenschein, da der vom einzelnen überblickte Teil der Erdoberfläche (Horizont) eine Scheibe zu sein scheint. Diese Vorstellung finden wir bei allen Völkern, die sich noch nicht zu höherem mathematischen Denken aufgeschwungen haben.

2. Die Erde eine Kugel. So viel wir wissen, tritt diese Lehre zuerst bei den Griechen unter dem Einfluß der Pythagoreer auf und wird seit dem 4. Jahrhundert vor Chr., besonders seit *Aristoteles*, Gemeingut der Wissenschaft, ohne ins Volk zu dringen. Ob die Babylonier und Ägypter schon die Kugelgestalt erkannt haben, ist nicht sicher.

3. Die Erde ein Sphäroid (an den Polen abgeplattete Kugel), seit dem Ende des 17. Jahrhunderts.

4. Die Erdgestalt weicht unregelmäßig vom Sphäroid ab (Geoid); zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts.

Die Alten haben bereits eine Reihe von Beweisen für die Kugelgestalt der Erde aufgestellt: von entfernten Gegenständen wird zuerst die Spitze sichtbar; die Erde wirft bei Mondfinsternissen einen kreisförmigen Schatten; Veränderung der Sternhöhen, wenn man in nordsüdlicher Richtung (oder umgekehrt) wandert; Kreisform des Horizontes; die Schwere zieht die Materie nach dem Mittelpunkt, daher ist Gleichgewicht an der Oberfläche nur bei einer Kugel möglich. Diese Gründe, außer dem letzteren, beweisen nur die Kugelähnlichkeit, nicht die exakte Kugelgestalt, auch der letztere stimmt nur bei einer ruhenden Erde. Die Erdumsegelungen der neueren Zeit (die erste ist die von *Ferdinand Magalhaes* 1519—1522) bestätigten nicht die exakte Kugelgestalt, sondern daß die Erde eine rings geschlossene, allseitig gekrümmte Gestalt besitzt.

Erst die in den verschiedensten Gegenden der Erdoberfläche ausgeführten Gradmessungen der neueren Zeit haben die annähernd kugelförmige Gestalt der Erde wirklich bewiesen, zugleich aber auch ihre Abweichungen von der Kugelgestalt erkennen lassen.

Die Bestimmung der Größe der Erdkugel geschieht ebenfalls durch Gradmessung, d. h. es wird der Abstand zweier auf demselben Meridian gelegener Punkte gemessen: 1. auf astronomi-

schem Wege durch Bestimmung ihrer geographischen Breite; dadurch wird ihr Abstand in Teilen des Meridianumfanges (in Meridiangraden) bestimmt; 2. ihr Abstand wird in Längenmaß gemessen. Daraus ergibt sich das Längenmaß für einen bestimmten Teil des Erdumfanges, damit auch für den ganzen Umfang.

Die erste Gradmessung zur Bestimmung der Erdgröße ist, soviel wir wissen, die des Alexandrinischen Geographen *Eratosthenes* (276—195 vor Chr.), die er zwischen Syene (dem heutigen Assuan in Oberägypten) und Alexandria ausführte. Syene lag damals auf dem Wendekreis, was daraus geschlossen wurde, daß die Sonne am Sommersonnwendtag (wo sie also im Wendekreis steht) unter Mittag senkrecht in einen dortigen Brunnen schien. (Heute hat sich der Wendekreis etwas südwärts verschoben, siehe unten). In Alexandria beobachtete *Eratosthenes* vermittels eines Gnomon (Fig. 1, AG), eines senkrechten Stabes oder Obelisken, die Schattenlänge AB unter Mittag des Sonnwendtages (S_1B und SY Richtung der Sonnenstrahlen, als parallel anzusehen) und es ergab sich daraus ein Winkel der Sonnenstrahlen gegen die Senkrechte in Alexandria (∢ AGB) von $^1/_{50}$ des Kreises (= $7^1/_5{}^0$); dieser Winkel ist aber gleich dem Breitenunterschied Syene-Alexandria (∢ AMY). *Eratosthenes* bestimmte ferner den Abstand von Alexandria (A) und Syene (Y) zu 5000 Stadien, das ergibt unter Voraussetzung, daß beide Orte auf demselben Meridian liegen, einen Erdumfang von $50 \times 5000 = 250\,000$ Stadien; 1^0 = rund 700 Stadien. Nun weiß man nicht, welches Stadienmaß, deren es im Altertum mehrere gab, *Eratosthenes* benutzt hat. Das attische Stadium von 177,5 m würde einen Erdumfang nach *Eratosthenes* von rund 44 500 km ergeben; benutzte *Eratosthenes* ein Stadium von 157,5 m = 300 ägyptische Ellen (nach *H. Wagner*), so ergeben sich 39 700 km. Auf jeden Fall kommt *Eratosthenes* dem wahren Erdumfang von 40 000 km sehr nahe. Das ist um so auffallender, als Alexandria

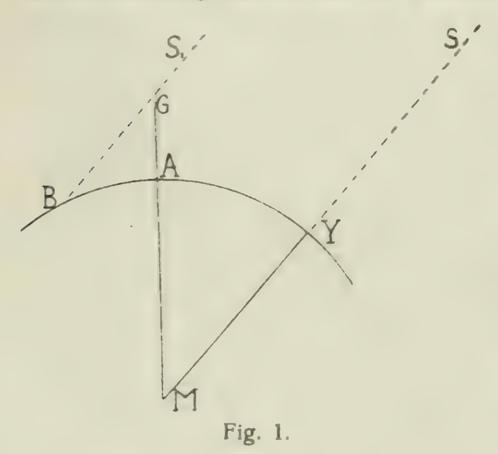


Fig. 1.

und Syene tatsächlich n i c h t auf demselben Meridian liegen; dieser Fehler muß zufällig durch einen anderen Fehler in der Messung des terrestrischen Abstandes aufgehoben worden sein.

Ptolemaios gibt, nach *Poseidonios*, für den Erdumfang 180 000 Stadien; wahrscheinlich benutzte er ein größeres Stadium, das philetärische (210 m) als *Eratosthenes*; das ergäbe 37 800 km. Ob die Angabe des *Ptolemaios* auf einer erneuten Messung beruht, wissen wir nicht.

Die A r a b e r haben im Jahre 827 in Mesopotamien eine Gradmessung ausgeführt, deren Ergebnis sich, mangels Kenntnis des angewandten Maßes, nicht genau angeben läßt.

Seit Ende des 15. Jahrhunderts nahm man den Grad zu 15 deutschen Meilen (Umfang 5400 Meilen) an; jedoch ohne genauere Bestimmung der Meilengröße.

Zuerst hat dann 1525 der Franzose *Fernel* wieder eine Gradmessung zwischen Paris und Amiens versucht, und zwar durch Zählung der Umdrehungen eines Wagenrades, die kein brauchbares Ergebnis hatte. Erst als 1615 der Holländer *Snellius* die trigonometrische Messung (Triangulation, siehe unten) einführte und mit der Erfindung des Fernrohres waren Mittel gegeben, um den Abstand zweier Punkte in Längenmaß und in geographischer Breite mit genügender Genauigkeit festzustellen, so daß daraus die Größe des Meridiangrades exakter bestimmt werden konnte. Zwar ergab die von *Snellius* ausgeführte trigonometrische Messung des Gradbogens zwischen Alkmaar und Bergen op Zoom ein zu kleines Resultat. Dagegen hat dann die erste französische Gradmessung von *Jean Picard* (1670) den Erdhalbmesser mit 6372 km annähernd richtig bestimmt; *Newton* fand diese Erdgröße durch die Schwerewirkung bestätigt.

Kaum war die Größe der Erdkugel festgestellt, so drang die Überzeugung durch, daß die Erde überhaupt keine Kugel, sondern an den Polen abgeplattet, ein S p h ä r o i d oder R o t a t i o n s - E l l i p s o i d sei, d. h. ein Körper, dessen Meridiandurchschnitt eine Ellipse ist, deren kurze Achse der Drehungsachse der Erde entspricht, deren lange Achse der Durchmesser des Äquators ist. (Fig. 2. Die Abplattung ist, um sie deutlich zu machen, hier und in den folgenden Figuren stark übertrieben.) Die Größe der Abplattung (α), d. h. die Abweichung von der Kugel, wird ausgedrückt: $\alpha = \frac{a - b}{a}$ (= der Differenz der beiden Halbachsen geteilt durch die große

Halbachse.) Die Forderung, daß die Erde ein Sphäroid sein müsse, folgte theoretisch aus der Lehre des *Kopernikus* (1473—1543) von der Rotation der Erde, die erst im 17. Jahrhundert allgemeine Anerkennung fand. Die Rotation erzeugt eine Fliehkraft, der sich die Gleichgewichtslage der Erdoberfläche anpassen muß, indem sie am Äquator, wo die Fliehkraft am größten, anschwillt. Dies fand Bestätigung durch die Beobachtung, die *Jean Richer* (1672) am Sekundenpendel machte. (Bekanntlich verhalten sich die Pendellängen wie die Quadrate der Geschwindigkeiten ihrer Schwingungen, ein Sekundenpendel, d. h. ein Pendel, dessen Schwingungsdauer eine Sekunde ist, hat in Mitteleuropa eine Länge von 994 mm.) *Richer* bemerkte, daß in Cayenne, also in der Nähe des Äquators, das Pendel langsamer schwingt als in Paris; er mußte das von Paris mitgebrachte Sekundenpendel um $2^2/_3$ mm kürzen, damit es wieder ein Sekundenpendel werde. Daraus ergibt sich, daß die Schwerewirkung am Äquator geringer ist, als in höheren Breiten. Das ist an sich zunächst nur ein Beweis, nicht für die Abplattung, sondern für die Fliehkraft, also für die Rotation der Erde. Denn die Fliehkraft ist am Pol = 0, am Äquator erreicht sie ihr Maximum, weil dort der Durchmesser der rotierenden Breitenkreise am größten ist. Da die Fliehkraft der Schwere entgegenwirkt, muß letztere am Äquator am geringsten sein. Jedoch berechnete *Newton*, daß die Abnahme der Schwere nach dem Äquator hin, die sich aus *Richers* Beobachtung ergibt, größer ist, als es der Zunahme der Fliehkraft allein entsprechen würde; es muß also noch ein anderer Grund in dieser Abnahme der Schwere wirksam sein, und das kann nur eine größere Entfernung vom Erdmittelpunkt, also eine Anschwellung am Äquator (Abplattung am Pol) sein, ihrerseits wieder eine Folge der Fliehkraft.

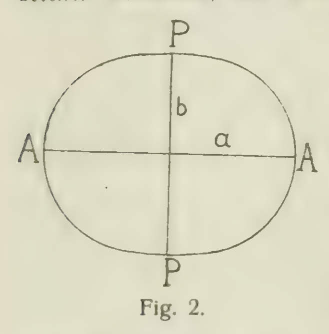


Fig. 2.

Wir müssen hier eine kurze Betrachtung der Abhängigkeit der Schwere von der geographischen Breite einschalten. Das Maß der Schwerkraft wird ausgedrückt durch die Geschwindigkeit, die ein freifallender Körper am Ende der ersten Sekunde seines Falls besitzt (g). Dieser Wert ist auf einer ruhenden, kugelförmigen Erde g = 9,8 m. Dem wirkt aber auf der rotierenden

Erde die Fliehkraft (f) entgegen. Auf einem rotierenden Kreise ist $f = \frac{v^2}{r}$ (v = Geschwindigkeit, r = Radius). Demnach ist die Fliehkraft am Äquator (R = Äquatorradius)

$$f_a = \frac{v^2}{R} = \frac{465^2}{6\,377\,400}\,m = 0{,}0339\,m = 34\,mm \text{ (rund).}$$

Daraus ergibt sich:

$$\frac{f_a}{g_\alpha} = \frac{0{,}0339}{9{,}8} = \frac{1}{289} = \frac{1}{17^2}$$

(Wenn die Umdrehung am Äquator 17mal schneller wäre, würde dort die Schwerkraft ganz aufgehoben werden.)

Auf der rotierenden Erdkugel nimmt der Unterschied der Schwere vom Pol nach dem Äquator ab im Verhältnis des Quadrats des Sinus der geographischen Breite (Ableitung siehe *H. Wagner*, Lehrbuch, 10. Aufl., S. 107).

Tatsächlich findet man aber, daß die Schwere vom Pol zum Äquator rascher abnimmt, als auf der rotierenden Kugel. ***Richers*** Beobachtung wird in dieser Hinsicht durch die zahllosen neueren Pendelmessungen bestätigt und ergänzt. Nach letzteren ergibt sich (s. *Wagner* S. 108) folgende Tabelle:

Geogr. Breite	Länge des Sek.-Pendels (l) Millimeter	Schwerkraft $g = l\pi^2$ Meter
0^0	991,0	9,7805
45^0	993,6	9,8063
80^0	996,1	9,8307
90^0	996,2	9,8323

Die Schwerkraft nimmt also tatsächlich vom Pol zum Äquator rund 52 mm ab, während auf der Kugel diese Abnahme nur 34 mm betragen würde. Daraus berechnet sich nach *Clairauts* Formel (1743) der Wert der Abplattung $\alpha = \frac{1}{298}$.

Diese Bestimmung des Abplattungswertes durch Pendelmessungen ist erst später möglich geworden; zunächst konnte man noch

zu keinem sicheren Ergebnis auf Grund der Pendelmessungen kommen. Daher wandte man sich zur Feststellung der Abplattung durch erneute Gradmessung. Die zweite französische Gradmessung durch *Cassini d. Ä.* (1718) blieb für diesen Zweck ergebnislos, weil innerhalb eines kleinen Gebietes wie Frankreich die Abweichungen der Erdgestalt von der Kugel zu gering für die damalige Genauigkeit der Messung sind. Die Entscheidung sollten die berühmten Gradmessungen von *Maupertuis* und *Clairaut* in Lappland (1736—37) und von *Bouguer* und *La Condamine* auf dem Hochlande von Quito (1735—43) bringen. Dadurch wurde ein Vergleich der Länge eines Breitengrades in der Nähe des Poles und des Äquators möglich. Infolge der Sphäroidgestalt muß ein Breitengrad am Pol länger sein als ein Breitengrad am Äquator, weil ersterer mit einem größeren Radius (mit geringerer Krümmung) geschlagen ist. (Fig. 3; AA = Äquator, PP = Erdachse, BM Krümmungsradius bei B; B'M' Krümmungsradius bei B'; ∢ BMC = ∢ B'M'C'; dann ist Bogenlänge BC : B'C' = BM : B'M'.) Tatsächlich ergab sich, daß der Gradbogen in Lappland $1^1/_3$ km länger ist als bei Quito, damit war die Abplattung auch auf diesem Wege bewiesen, der Betrag derselben aber noch immer nicht mit genügender Genauigkeit festgestellt. Die sog. dritte französische Gradmessung zwischen Dünkirchen und den Balearen (1793) hatte zum Zweck die Feststellung des Metermaßes, welches ein Zehnmillionteil des Erdquadranten (Erdumfang im Meridian = 40 000 km) betragen sollte[1]).

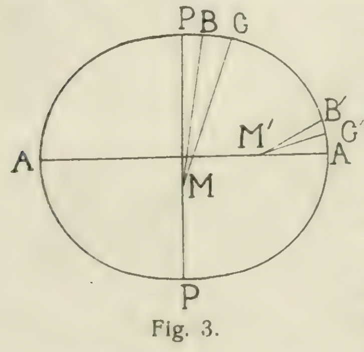


Fig. 3.

Erst die zahlreichen Gradmessungen, die im 19. Jahrhundert in den verschiedensten Ländern mit immer gesteigerter Exaktheit der Methoden ausgeführt wurden, haben genauere Berechnungen der Größe und des Abplattungswertes des Erdsphäroides ermöglicht. Einen gewissen Abschluß bildete die Berechnung des Erdsphäroids durch *Bessel* (1841) auf Grund der bis dahin vorliegenden Messungen. Diese ergab:

[1]) Da eine genaue Bestimmung des Erdumfanges gar nicht möglich ist, gilt der in Paris aufbewahrte, aus Platin bestehende Urmaßstab als Normalmeter.

Halbmesser des Äquators	a = 6377,4 km
Halbe Erdachse	b = 6356,1 „
	a—b = 21,3 „

$$\text{Die Abplattung } \alpha = \frac{a - b}{a} = \frac{21,3}{6377,4} = \frac{1}{299,2}.$$

Dieser Wert der Abplattung aus den Gradmessungen entfernt sich wenig von dem aus den Pendelmessungen berechneten $\left(\frac{1}{298}\right)$.

Umfang des Äquators		40070,4 km
Umfang des Meridians		40003,4 „
Äquatorgrad		111,307 „
Meridiangrad,	größter, 89—90° Br.	111,680 „
„	mittlerer	111,121 „
„	kleinster, 0—1° Br.	110.564 „
Oberfläche der Erde		509950714 qkm
Volumen der Erde		1082841300000 cbkm.

Seit *Bessel* sind die Gradmessungen weitergegangen. Im Jahre 1861 schlossen die Staaten Europas die Vereinigung zur europäischen Gradmessung, die 1886 durch außereuropäische Staaten zur internationalen Gradmessung erweitert wurde. Diese modernen Messungen ergaben aber unregelmäßige Abweichungen der Erdgestalt vom Sphäroid, die es unmöglich machen, ein bestimmtes Sphäroid als die richtige Erdgestalt anzugeben. Die Werte für das Erdsphäroid sind daher nur Annäherungswerte; die neueren Berechnungen desselben schwanken, sind aber alle etwas größer als das *Bessel*sche Sphäroid (vgl. *H. Wagner* 10. Aufl. S. 119), im Äquatorialradius bis + 991 m, in der Halbachse bis + 830 m, in der Abplattung schwanken die neueren Werte zwischen $\frac{1}{296}$ und $\frac{1}{300}$. Im allgemeinen verwendet man noch immer das *Bessel*sche Sphäroid. Die Abweichungen der neueren Sphäroidberechnungen vom *Bessel*schen Sphäroid scheinen gering, jedoch sind sie für die Flächengrößen nicht zu vernachlässigen. Ein Unterschied des Erdradius von 1 m bewirkt schon einen Unterschied in der Fläche der Erde von 160 qkm, auch auf die Fläche der einzelnen Gradfehler übt diese Unsicherheit einen Einfluß aus (nach *Clarke* ist ein Gradfeld in

europäischen Breiten etwa 2 qkm größer als nach *Bessel*!). Da die Flächengrößen, z. B. der Staaten auf Grund der Größe der Gradfelder berechnet werden müssen, ergibt sich, daß eine genaue Angabe von Flächen größerer Ausdehnung auf der Erde überhaupt nicht möglich ist. Es ist daher sinnlos, z. B. die Fläche von Staaten bis auf einzelne Quadratkilometer oder gar ihre Bruchteile angeben zu wollen.

Für viele Zwecke genügt es, die Erde als Kugel zu betrachten, wodurch natürlich die Berechnungen und Kartenprojektionen sehr vereinfacht werden. Bei Karten von einem kleineren Maßstab als 1 : 500 000 (also bei Atlaskarten) genügt die Kugel, bei spezielleren Karten muß man das Sphäroid zugrunde legen. Als Kugel benutzt man eine solche, die mit dem Sphäroid gleichen Inhalt hat; ihren Radius nennt man den mittleren Erdradius. Dieser ist nach *Bessel* R = 6370,3 km (also nur 1,7 km kleiner als der von *Picard* 1670 gefundene Wert). Tabellen (nach *H. Wagner*) der Grundwerte der Kugel und des Sphäroids nach *Bessel*:

	Sphäroid	Kugel
Äquator	40070 km	40024 km
Meridiankreis	40003 „	40024 „

Parallelgrade (Längengrade) in Kilometer				Einzelgradfelder in Quadratkilometer			
Breite	Sphäroid	Kugel	Differenz	Breite	Sphäroid	Kugel	Differenz
0°	111,3	111,2	— 0,1	0—1°	12306	12360	+ 54
10°	109,6	109,5	— 0,1	10—11°	12106	12153	+ 47
20°	104,6	104,5	— 0,1	20—21°	11546	11576	+ 30
30°	96,5	96,3	— 0,2	30—31°	10640	10650	+ 10
40°	85,4	85,2	— 0,2	40—41°	9411	9399	— 12
50°	71,7	71,5	— 0,2	50—51°	7890	7862	— 28
60°	55,8	55,6	— 0,2	60—61°	6122	6086	— 36
70°	38,2	38,0	— 0,2	70—71°	4157	4126	— 31
80°	19,4	19,3	— 0,1	80—81°	2058	2040	— 18

Gegenüber der Kugel hat die Sphäroidgestalt der Erde gewisse Folgen für Begriffe und Berechnungen.

Auf der Kugel führen alle Normalen (Senkrechten auf der Oberfläche) zum Mittelpunkt der Kugel, dem Erdmittelpunkt. Beim

Sphäroid führen die Normalen **nicht** zum Erdmittelpunkt (d. h. zum Schnittpunkte der kurzen [Rotations-]Achse mit der Äquatorebene); sondern sie schneiden die kurze Achse in verschiedenen Punkten jenseits des Mittelpunktes; aber alle Normalen desselben Breitenkreises schneiden die Erdachse in **einem** Punkte.

(Fig. 4: AA Äquatorachse, PP Polarachse, C ist der Mittelpunkt der Erde. Die Punkte F und F′ liegen auf demselben Breitenkreis; ihre Normalen [Senkrechten auf dem Horizont oder der Tangentialebene von F bzw. F′] schneiden die Polarachse im Punkte S. Ebenso schneiden die Normalen von E und E′ die Achse in T.)

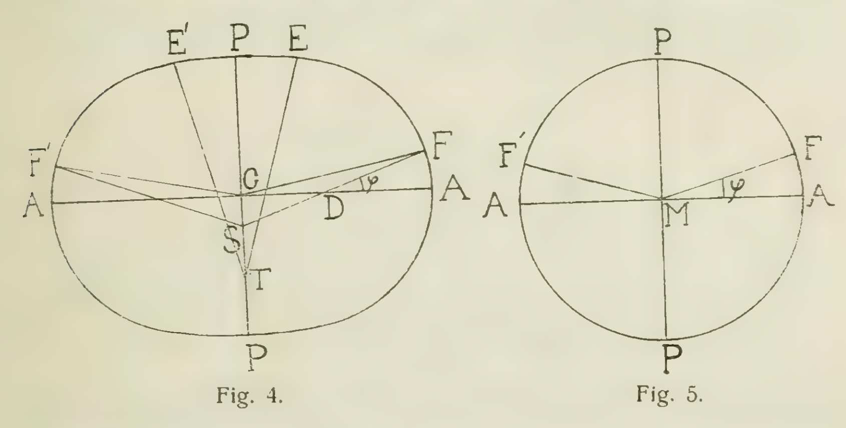


Fig. 4. Fig. 5.

Dadurch verändert sich der Begriff der **geographischen Breite**. Bei der Kugel (Fig. 5) ist die geographische Breite des Punktes F der Winkel φ zwischen dem Erdradius zu F (FM) und der Äquatorebene (MA). Bei dem Sphäroid (Fig. 4) haben wir die **geozentrische Breite** (∢ FCA) zu unterscheiden von der **geographischen Breite** φ, letztere ist nun der Winkel FDA; er ist größer als die geozentrische Breite FCA. Da nur die Normale zum Horizont durch den Zenit geht und die Richtung der Schwerkraft bildet, daher durch Beobachtung bestimmbar ist, nicht die Linie FC, hat nur die geographische, nicht die geozentrische Breite praktische Bedeutung. —

Bei der Kugel sind alle **Meridiangrade** einander an Länge und Krümmungshalbmesser (r) gleich, denn sie sind Teile eines Kreises. Beim Sphäroid sind sie Teile einer Ellipse; jeder Punkt derselben hat einen anderen Krümmungsradius (ϱ). Dieser ist bei der geographischen Breite φ:

$$\varrho_\varphi = \frac{a(1-\varepsilon^2)}{(1-\varepsilon^2\sin^2\varphi)^{3/2}} = \frac{b^2}{a(1-\varepsilon^2\sin^2\varphi)^{3/2}}$$

(a und b die beiden Halbachsen, $\varepsilon =$ numerische Exzentrizität der Ellipse $= \frac{e}{a}$; e = lineare Exzentrizität $= \sqrt{a^2 - b^2}$ oder die Entfernung des Brennpunktes vom Mittelpunkte.) Ein Kreis mit dem Radius ϱ geschlagen und durch 360 geteilt gibt den „Grad im Meridian". (S. die obige Tabelle.)

Die Parallelkreise nehmen bei der Kugel mit dem Cosinus der geographischen Breite ab ($= 2\pi R\cos\varphi$); beim Sphäroid hängen sie auch von der Länge der Normalen (N) ab; diese ist

$$N_\varphi = \frac{a}{\sqrt{1-\varepsilon^2\sin^2\varphi}};$$

ein Parallelkreis $= 2\,N\varphi\cos\varphi\,\pi$;

ein Längengrad daher $= \frac{2\,N\varphi\cos\varphi\,\pi}{360}$.

Eine ungefähre Vorstellung von der Größe der Parallelkreise im Verhältnis zum Äquator geben die folgenden Angaben:

26°	Br.	ungefähr	$^9/_{10}$	des Äquators
37°	„	„	$^4/_5$	„ „
41°	„	„	$^3/_4$	„ „
48°	„	„	$^2/_3$	„ „
60°	„	„	$^1/_2$	„ „

Die Abweichungen der Erdgestalt vom Sphäroid: das Geoid. Je genauer die Pendel- und Gradmessungen wurden, desto mehr zeigten sich Unregelmäßigkeiten der Schwerkraft und der Erdgestalt. Man kam daher in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts zu der Anschauung, daß die Erde ein, zwar dem Sphäroid sehr nahe kommender, aber unregelmäßiger, mathematisch nicht definierbarer Körper sei, den man (seit 1873) Geoid nannte. Wohlbemerkt handelt es sich dabei nicht um die physikalischen Unebenheiten der Erdoberfläche, die uns als solche sichtbar und fühlbar sind, sondern die Geoidfläche ist die normale Erdoberfläche, eine Gleichgewichtsoberfläche, d. h. eine Fläche, in der alle Punkte gegenseitig im Gleichgewicht liegen, oder, was

dasselbe sagt, eine Fläche, die überall horizontal, d. h. rechtwinkelig zur Richtung der Schwerkraft liegt und uns daher als horizontale Ebene erscheint. Jede Unregelmäßigkeit einer solchen Fläche muß also auch einer Unregelmäßigkeit der rechtwinkelig daraufstehenden Lotlinie (Richtung der Schwerkraft) entsprechen. Unter den unzähligen denkbaren, übereinanderliegenden Gleichgewichtsflächen auf der Erde betrachten wir als normale Erdoberfläche (Geoid) diejenige, welcher die ruhend gedachte Meeresoberfläche entspricht. Diese ist eine Gleichgewichtsfläche — die Wasserteilchen in ihr haben keinen Impuls zur seitlichen Bewegung — sie steht rechtwinkelig zur Schwere, sie ist „horizontal". Die physikalische Meeresoberfläche zeigt allerdings Abweichungen von

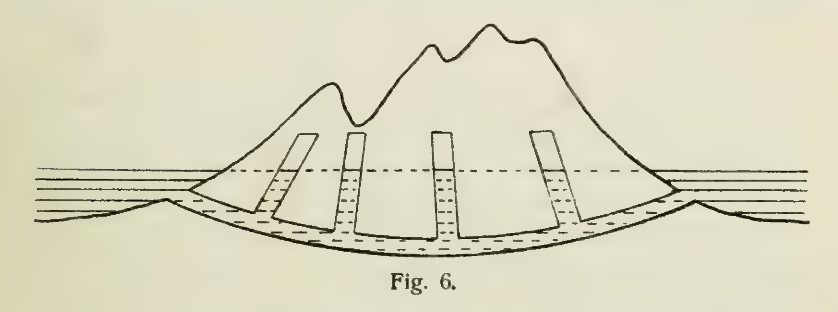


Fig. 6.

dieser Ruhelage: Wellen, Strömungen, höhere und niedere Wasserstände; Abweichungen, welche Gleichgewichtsstörungen entsprechen und mit Bewegungen des Wassers verbunden sind. Aber diese Abweichungen sind sehr gering im Verhältnis zu den Abweichungen, welche die Landoberfläche von der normalen Oberfläche zeigt. Wir können daher die physikalische (tatsächliche) Meeresoberfläche nahezu als Geoidfläche ansprechen. Um nun unter dem Relief der Landoberfläche ebenfalls die Geoidfläche durchzuführen, denken wir uns die Meeresoberfläche durch die Länder hindurch fortgesetzt, d. h. wir nehmen diese dort in der Lage an, in der sie sich befinden würde, wenn sie vorhanden wäre. Oder: wir denken uns die Landmasse durchsetzt von einem beliebig dichten Netz von kommunizierenden Röhren, die mit dem Meere in Verbindung stehen (Fig. 6). Dann würde das Wasser in diesen Röhren bis zu einem gewissen Niveau steigen, dieses ist das Meeresniveau, oder der Meeresspiegel unter dem Festlande. Darauf werden alle Abweichungen des Reliefs bezogen (Höhen über, Tiefen unter dem Meeresspiegel).

Die Abweichungen vom Meeresniveau lassen sich, wie gesagt, teils unmittelbar beobachten, teils durch Höhenmessungen feststellen. Dagegen ist dies nicht der Fall bei den Abweichungen des Meeresniveaus selbst (des Geoids) vom Sphäroid. Denn die Geoidoberfläche erscheint, wie schon gesagt, in jedem Punkte als Horizontale; die Wasserwage z. B. stellt sich stets parallel zum Geoid (Fig. 7;

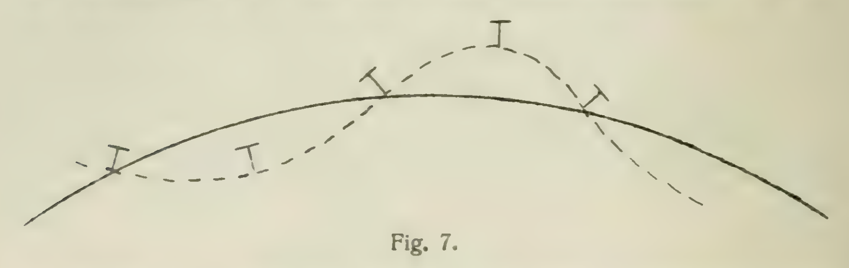


Fig. 7.

gestrichelte Linie) ein, wir können also über Unregelmäßigkeiten des Geoids hinwegnivellieren, ohne sie zu bemerken. Die Feststellung der Geoidgestalt kann daher nur durch verwickeltere Methoden erfolgen. Nachdem sie geschehen, erkennt man, daß die Normaloberfläche der Erde nicht allein durch die Anziehungskraft (Schwere) und die Fliehkraft bedingt ist — sonst müßte sie ein Sphäroid sein — sondern daß noch andere Kräfte darauf einwirken.

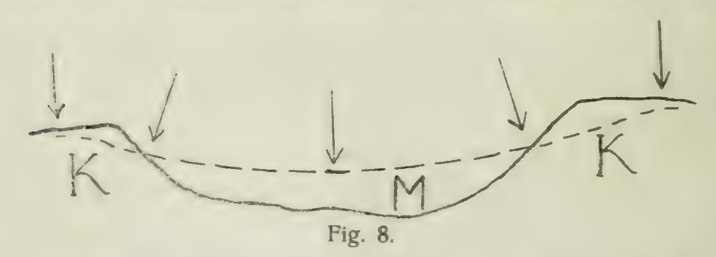


Fig. 8.

Es sind zwei Wege, durch die man zur Erkenntnis der Abweichungen des Geoids vom Sphäroid kommt.

1. Durch die Pendelschwingungen erkennt man Unregelmäßigkeiten im Betrage der Schwerkraft. (Schnelleres Schwingen — größere Schwerkraft.) Es zeigte sich, daß auf ozeanischen Inseln das Pendel schneller schwingt, also die Schwerkraft größer ist, als an der Küste eines Kontinents, an dieser schneller als im Innern eines Kontinents. (Malediven — Südspitze Ostindiens — Himalaya, Unterschied 12,7 Schwingungen des Sekundenpendels am Tage.) Zunächst

erklärte man diesen Unterschied allein dadurch, daß der Meeresspiegel im offenen Ozean näher am Mittelpunkt der Erde läge als im Innern der Kontinente und berechnete daraus eine sehr bedeutende Abweichung des Geoids vom Sphäroid um ± 1000 m (*Bruns* 1878). Als Ursache dieser verbogenen Lage des Meeresspiegels nahm man die Anziehungskraft der Festländer an, der Meeresspiegel wird durch die Festlandsmassen heraufgezogen. (Fig. 8. M = Ozean, K = Kontinent, die Pfeile bedeuten die Schwererichtung; die gestrichelte Linie die Geoidfläche oder den Meeresspiegel.)

Dann aber erkannte man, daß auch inmitten der Festländer große Unregelmäßigkeiten im Schwerebetrag vorkommen, ohne daß sie durch äußerliche Massenerhebungen veranlaßt sind. Ja, man stellte fest — besonders durch den *Sterneck*schen Pendelappa-

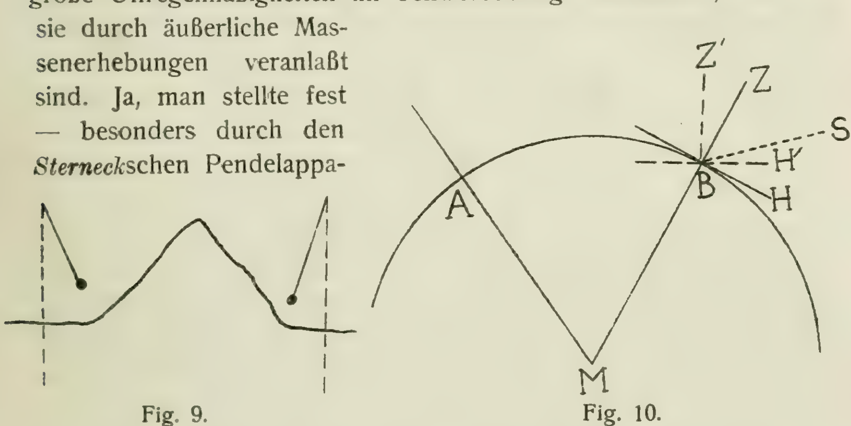


Fig. 9. Fig. 10.

rat — daß gerade an großen Gebirgen die Schwere nicht größer, sondern geringer ist, daß dagegen in großen Ebenen vielfach Gebiete größerer Schwere auftreten. Dann hat man auch durch neuere Schweremessungen auf Schiffen und auf dem Polareise gefunden, daß jene Beobachtung größerer Schwere auf ozeanischen Inseln nicht allgemein für die Meeresoberfläche gilt, sondern daß auf dieser meist die Schwere nicht größer ist als auf dem Festlande. Man steht also heute auf dem Standpunkte, daß die Schweredifferenzen weniger auf verschiedener Entfernung vom Mittelpunkte der Erde und auf der Anziehungskraft der Massenerhebungen (Kontinente, Gebirge), sondern hauptsächlich auf der Verteilung schwererer und leichterer Massen im Innern der Erde beruhen, und daß Hervorragungen (Kontinente, Gebirge) durch geringere Dichte in der Tiefe, Ozeane durch größere Dichte in der Tiefe in ihrer Wirkung

auf Betrag und Richtung der Schwere ausgeglichen werden, ja, unter großen Erhebungen (z. B. den Alpen) ein überwiegender Massendefekt bestehe. Nach *Helmert* und *Messerschmidt* verringern sich daher die Abweichungen des Geoids vom Sphäroid von ± 1000 m auf höchstens ± 100 m.

2. Der zweite Weg der Bestimmung der Geoidabweichungen bietet sich durch Feststellung der Lotablenkungen, d. h. der Abweichungen der Richtung der Schwerkraft, die ja immer rechtwinkelig auf der Geoidfläche stehen muß. Schon lange wußte man, daß Berge anziehend auf die Lotrichtung einwirken (Fig. 9). Genauer stellte man die Abweichungen des Lotes über zusammenhängende Strecken hin fest durch das sog. astronomische Nivellement (Fig. 10). A und B sind zwei Punkte desselben Meridians. Hat man die Breite von A astronomisch bestimmt, und mißt die Entfernung A—B geodätisch, so ist damit auch die Breite von B (von A aus) bestimmt; dann muß der Zenit von B in Z liegen. Weicht nun aber in B die Lotrichtung und damit der Horizont von der normalen Lage ab (H' bzw. Z'), so muß die direkte astronomische Breitenbestimmung von B ein anderes Ergebnis haben, als die von A aus geodätisch bestimmte Breite von B. (Es wird die beobachtete Sonnenhöhe SBH' sein anstatt der erwarteten SBH.) Aus der Differenz beider Bestimmungen ergibt sich dann die Lotablenkung. Auf diese Weise hat man neuerdings zahlreiche Lotablenkungen festgestellt und gefunden, daß sie, ebenso wie die Schwere, vielfach Massendefekte unter Erhebungen beweisen, indem das Lot nicht nach Gebirgen hin, sondern von ihnen abgelenkt ist. Aber auch sonst zeigen sich Unregelmäßigkeiten, die auf kleinere Geoiddeformationen hinweisen.

Wenn so sich heute die Abweichungen des Geoids von dem Sphäroid kleiner ergeben, als man eine Zeitlang geglaubt hat, so sind sie doch zweifellos in großer Zahl und in unregelmäßiger Verteilung vorhanden; und zwar erklären sie sich aus dem Zusammenwirken der Anziehungen, die von den physikalischen Oberflächenunebenheiten ausgehen, mit denen von Massendefekten und Massenverdichtungen im Innern der Erdkruste, und zwar so, daß beide Kräfte sich meist entgegenwirken, ohne sich völlig aufzuheben (Fig. 11. Punktiert: Geoidfläche unter dem Einfluß der Oberflächengestalt; Punkte und Striche: Geoïdfläche unter dem Einfluß der unterirdischen Massenverteilung; gestrichelt: tatsächliche Geoidfläche.) So ist es verständlich, daß die Gradmessungen in der Länge der Meridian-

bögen Verschiedenheiten festgestellt haben. Im allgemeinen dürfte als Referenz-Sphäroid, d. h. als das Sphäroid, auf welches die Geoidfläche am besten bezogen werden kann, immer noch das *Bessel*sche Sphäroid brauchbar sein.

Auf die Bedeutung der unregelmäßigen Massenverteilung in der Erdkruste werden wir an anderer Stelle zurückkommen. Die Erkenntnis der Geoidabweichungen vom Sphäroid führt aber noch zu einer anderen Frage: Inwieweit ist die Geoidfläche mit der Zeit veränderlich? Das Relief der Oberfläche ist ohne Zweifel in geologischen Zeiträumen starken Veränderungen unterworfen; ob dies

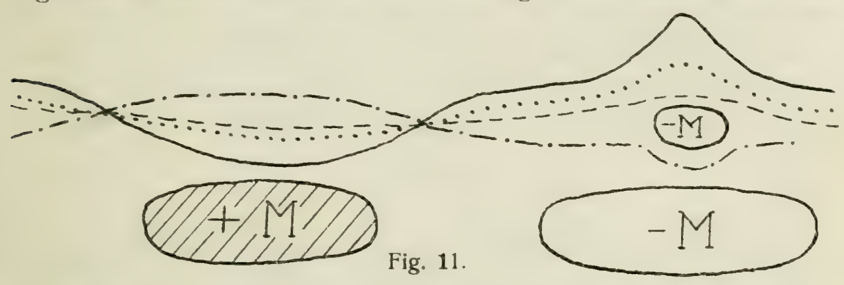


Fig. 11.

auch die Massenverteilung in der Erdkruste ist, wissen wir direkt nicht; sie muß aber als veränderlich angenommen werden, falls wirklich jedesmal einer Erhebung an der Erdoberfläche ein Massendefekt in der Tiefe, einer Vertiefung eine Verdichtung in der Tiefe entspricht; dann muß sich eben mit dem Relief auch die innere Massenverteilung ändern. Auf jeden Fall erscheint also die Geoidfläche, also auch der Meeresspiegel innerhalb geologischer Zeiträume, veränderlich, entsprechend den Veränderungen des Reliefs der physikalischen Erdoberfläche. Allerdings können diese Schwankungen des Meeresspiegels durch Geoidveränderung nicht mehr so groß angenommen werden, wie man vor 40 Jahren glaubte, da sich ja die Abweichungen des Geoids als viel kleiner herausgestellt haben, als man damals annahm.

B. Physikalische Eigenschaften des Erdkörpers. (Geophysik.)

1. Masse und mittlere Dichte.

Die Masse eines Körpers ist gleich dem Volumen mal der Dichte. Das Volumen der Erde ist, wie wir im vorigen Abschnitt

sahen, annähernd bekannt, es ist etwa $1^1/_{12}$ Billionen cbkm. Es bleibt noch die Masse oder die Dichte (das spezifische Gewicht) des Erdkörpers zu bestimmen; hat man die Masse, so ergibt sich die Dichte von selbst und umgekehrt. Direkt feststellbar ist nur das spezifische Gewicht der Gesteine, welche die äußerste Erdkruste zusammensetzen: es beträgt durchschnittlich etwa 2,5. Die weit schwereren Metalle (u. a. Eisen 7,9, Blei 11,4, Quecksilber 13,6) spielen ihrer Menge nach eine so geringe Rolle in dem uns zugänglichen Teil der Erdkruste, daß sie auf dessen Gesamtgewicht keinen erheblichen Einfluß ausüben. Die Masse des ganzen Erdkörpers suchen wir mit Hilfe des Gravitationsgesetzes zu bestimmen: Die Anziehung A zweier Massen M und μ aufeinander ist gleich einer Konstante k mal dem Produkte der beiden Massen dividiert durch das Quadrat der Entfernung R ihrer Schwerpunkte, oder als Formel:

$$A = k \frac{M\mu}{R^2}.$$

Es sei nun A die Anziehungskraft der Erdmasse M auf einen kleinen Körper μ (z. B. ein Lot oder ein Gewicht), der sich an der Erdoberfläche, also in der Entfernung des Erdradius R vom Schwerpunkt der Erde befindet; lassen wir dann einen anderen, seiner Masse nach bekannten Körper m in der ebenfalls bekannten Entfernung r auf μ einwirken mit einer Anziehungskraft a, so verhalten sich die beiden Anziehungskräfte

$$A : a = k \frac{M\mu}{R^2} : k \frac{m\mu}{r^2};$$

daraus ergibt sich

$$M = R^2 \frac{m}{r^2} \cdot \frac{A}{a}.$$

Demnach kann man die Erdmasse M bestimmen (da R, m, r, bekannt sind) wenn man das Verhältnis A:a, der beiden Anziehungskräfte der Erde und des Körpers m auf μ (welches ganz aus der Berechnung fortfällt) feststellt.

Die verschiedenen Methoden, das Verhältnis der beiden Anziehungskräfte A:a zu finden, unterscheiden sich hauptsächlich nach der Art des Körpers m, den man auf μ einwirken läßt.

Zuerst benutzte man einen isolierten Berg und stellte dessen ablenkende Kraft auf ein Lot fest. (*Maskelyne* und *Hutton* 1774 bis 1776 in Schottland.)

Ferner verglich man die Pendelschwingungen auf einem Berge, in der Ebene und in einem Bergwerke; hier ist der Körper m die Masse des Berges bzw. der Schicht zwischen Oberfläche und unterirdischem Beobachtungsort.

Dann ging man dazu über, künstlich hergestellte Metallkörper einwirken zu lassen, und zwar auf die sog. Drehwage, dann auf eine gewöhnliche Wage (Versuch von *Jolly* in München). Alle diese Versuche, auf die wir hier nicht näher eingehen wollen, lieferten in ihrer feineren Ausgestaltung Werte für das spezifische Gewicht der Erde zwischen 5,3 und 5,7. Den Versuch, der wohl die besten Ergebnisse gezeitigt hat, führten *Richarz* und *Krigar-Menzel* in den Kasematten von Spandau in vierjähriger Arbeit durch (veröffentlicht 1896). Sie bauten aus Bleibarren einen Bleiwürfel (B) von 2 m Seitenlänge auf (Fig. 12). Darüber war eine äußerst feine Wage angebracht mit zwei Wagschalen (a, b) über dem Bleiklotz und zwei Wagschalen (c, d) unter demselben. Legt man zwei gleiche Gewichte in a und b oder in c und d, so bleibt die Wage im Gleichgewicht. Legt man aber ein Gewicht in a und ein gleiches Gewicht in d, so senkt sich a, steigt d; denn die Gewichte werden außer von der Erde auch von dem Bleiklotz angezogen, und zwar a nach abwärts, d nach aufwärts. Man muß bei d ein gewisses Gewicht hinzulegen, um den Wagebalken wieder in die Horizontale zu bringen. Aus der Größe dieses Gewichtes läßt sich das Verhältnis der Anziehungskraft des Bleiklotzes zur Anziehungskraft der Erde berechnen. Der Versuch ergab ein spezifisches Gewicht der Erde von 5,505. Da nach *Hammer* und *Helmert* aus den neueren Pendelmessungen 5,52 berechnet wurde, kann man das spezifische Gewicht der Erde zu 5,5 annehmen. Das Gesamtgewicht der Erde beträgt danach rund 6 Quadrillionen Kilogramm.

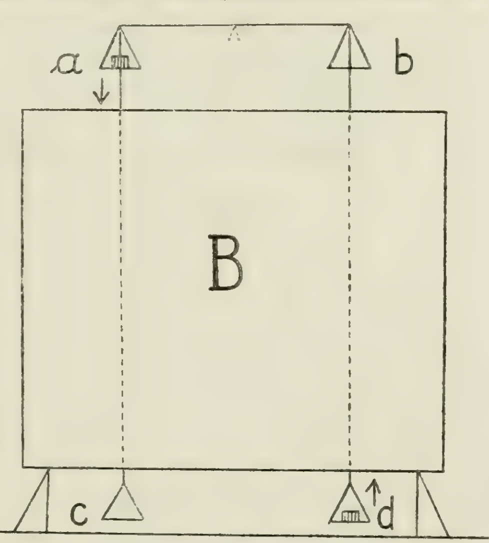


Fig. 12.

Die durchschnittliche Dichte des Erdkörpers ist also über doppelt so groß wie die der äußersten Erdkruste. Man muß daraus folgern, daß die Dichte von der Oberfläche gegen den Mittelpunkt der Erde hin zunimmt, und zwar hat man aus den Erscheinungen der Präzession und Nutation ein spez. Gewicht des innersten Erdkernes von 10—11 berechnet. Man nimmt an, daß diese Verdichtung nach dem Innern nicht allein durch den nach der Mitte zu sich gewaltig steigernden Druck verursacht ist, sondern daß der Erdkern aus Schwermetallen besteht, worauf wir noch zurückkommen wollen. Daß im übrigen in der Erdkruste auch Massen verschiedener Dichte unregelmäßig verteilt sein müssen, geht, wie wir sahen, aus den Pendelmessungen und Lotablenkungen hervor.

2. Temperatur und Zustand des Erdinnern.

Die Temperatur des Bodens an der Erdoberfläche wird bedingt durch die wechselnde Einstrahlung (Erwärmung) seitens der Sonne und die Ausstrahlung (Abkühlung). Die dadurch hervorgerufenen Schwankungen der Temperatur dringen mit Verspätung und Abschwächung nach unten in den Boden ein. Die Tagesschwankungen sind auf eine geringe Schicht beschränkt, die jahreszeitlichen Schwankungen dringen tiefer ein und verschwinden schließlich in der „invariablen“ oder „neutralen“ Schicht. Je größer die Temperaturunterschiede der Jahreszeiten sind, desto tiefer dringen sie ein, desto tiefer liegt also die invariable Schicht: in den Tropen liegt sie in wenigen Metern, in gemäßigtem Klima bei 15—20 m Tiefe, im Kontinentalklima höherer Breiten bei etwa 25 m. In dieser Schicht herrscht ungefähr die mittlere Jahrestemperatur der Oberfläche; schon in geringerer Tiefe, in gewöhnlichen Kellern, nähert sich die Temperatur diesem Werte und zeigt nur geringe Schwankungen.

Liegt die Temperatur des Bodens dauernd unter 0°, so entsteht der sog. Eisboden; d. h. an Stelle des sonst im Boden zirkulierenden Wassers sind die Zwischenräume der Bodenteilchen und die Spalten des Gesteins mit Eis erfüllt, der Boden also von einer gewissen Tiefe an dauernd gefroren, während er an der Oberfläche im Sommer auftaut. Außer der mittleren Jahrestemperatur der Oberfläche wirkt auch die Schneedecke und anderes auf die Verbreitung des Eisbodens ein, so daß dessen Grenze zwischen + 2° und — 5° Oberflächenjahresmittel schwankt. In Ostsibirien reicht der Eisboden bis über 200 m Tiefe hinab.

Von der invariablen Schicht nach abwärts nimmt die Temperatur überall zu, wie die Beobachtungen in Bergwerken, Tunnels und Bohrlöchern zeigen. Jedoch sind diese Beobachtungen auf eine relativ sehr geringe Tiefe beschränkt (die größte bisher erreichte Tiefe ist das Bohrloch von Czuchow südl. von Gleiwitz in Oberschlesien mit 2240 m unter der Oberfläche, etwa 2000 m unter dem Meeresspiegel). Auch lassen die verschiedenen Beobachtungen ein sehr verschiedenes Ansteigen der Temperatur mit der Tiefe erkennen, worauf die Wärmeleitung im Gestein und die Wasserführung stark einwirken; absteigendes Wasser kühlt die Tiefe ab, hat also langsame Zunahme der Temperatur nach unten zur Folge, aufsteigendes Wasser das Gegenteil. Vielfach scheinen erloschene vulkanische Herde noch immer wärmesteigernd auf ihre Umgebung einzuwirken. So

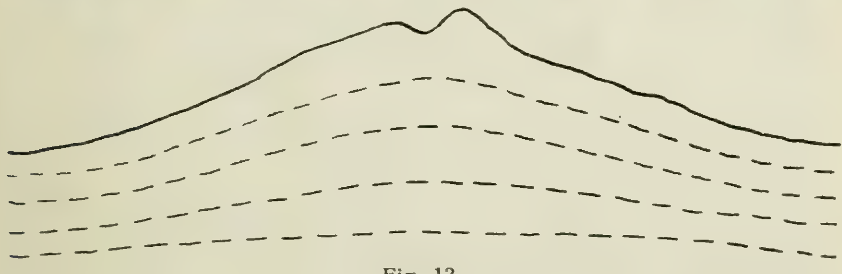


Fig. 13.

ist die g e o t h e r m i s c h e T i e f e n s t u f e, d. h. die Tiefe, um die man hinabsteigen muß, um das Thermometer um 1 ^{0} steigen zu sehen, von Ort zu Ort sehr verschieden; als mittlerer Wert der zahlreichen Beobachtungen ergibt sich etwa 30—35 m. Doch läßt sich ein allgemeines Gesetz der Temperaturzunahme mit der Tiefe infolge der geringen Mächtigkeit der durchteuften Schicht nicht gewinnen.

Das Relief der Erdoberfläche hat, wie die Beobachtungen in den großen Tunnels, besonders des Simplon, zeigen, einen Einfluß auf die Lage der G e o i s o t h e r m e n (Flächen gleicher Wärme in der Erde) insofern, als diese sich den Formen der Oberfläche in abgeschwächtem Maße anschmiegen, so daß in einer gewissen Tiefe der Einfluß der Unebenheiten erlischt und die Geoisothermen (Fig. 13, gestrichelt) horizontal werden.

Sehr bedeutend muß der Unterschied der Wärme unter den Festländern und Ozeanen sein. Das Tiefenwasser der Ozeane hat

überall eine Temperatur von nahezu 0^0; während die Kontinente außer den Polargebieten viel höhere Jahresmittel haben. In den Tropen besteht zwischen dem Ozeanboden und der Landoberfläche ein Temperaturunterschied von ungefähr 25^0. (Fig. 14; M = Ozean, K = Kontinent.) Bei einer Tiefe des Ozeans von 5000 m und einer Landoberfläche im Meeresniveau, und bei einer geothermischen Tiefenstufe von 33 m würde also unter dem Ozean 0^0, im selben Niveau unter dem Kontinent aber $25 + 151 = 176^0$ herrschen. Die Geoisothermen müssen sich daher vom Lande zum Meere hin sehr tief

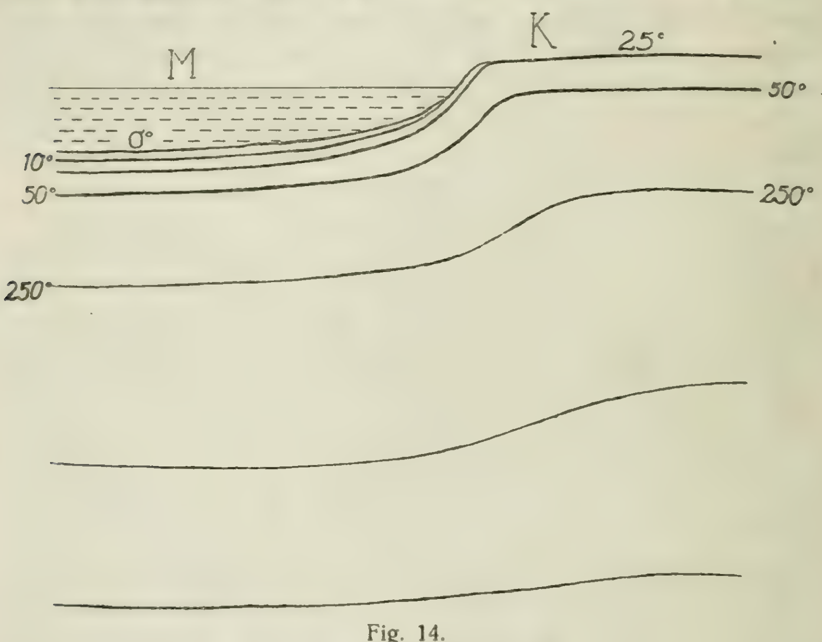


Fig. 14.

hinabbeugen, unter dem Ozean viel dichter sich drängen als unter dem Lande. Erst in erheblicher Tiefe würde ein Ausgleich stattfinden. Diese Tatsache ist in ihrer großen Bedeutung noch kaum genügend gewürdigt. Vielleicht erklärt sich auf diese Weise die größere Dichte unter den Ozeanen, die Massendefekte unter den Erhebungen (s. oben). Wenn Land und Ozean ihren Platz wechseln, wird bis tief in den Erdkörper hinein eine starke Temperaturänderung und damit auch eine Volumenänderung des Gesteins stattfinden: Erwärmung und Ausdehnung unter dem neuen Festland, Abkühlung und Zusammenziehung unter dem neuen Ozean; damit kann ein

Grund für abermalige Verschiebungen in der Erdkruste gegeben sein. Andererseits ist es wahrscheinlich, daß in vielen früheren geologischen Perioden, in denen kein kaltes Polarklima vorhanden war oder der Ozean keinen Zusammenhang mit Polarmeeren hatte, das Tiefenwasser nicht kalt war: dann bestand kein starker geothermischer Unterschied zwischen Ozean und Land. Trat dann die Abkühlung des Tiefenwassers ein, so mußten wiederum Verschiebungen in der Erdkruste die Folge sein.

Wie sich in größeren Tiefen die Temperaturzunahme nach unten verhält, ob sie gleichmäßig oder langsamer vor sich geht, wissen wir nicht; nur bezeugen die Vulkane, daß die Zunahme bis zu hohen Temperaturgraden fortschreitet. Nach den Versuchen, die *G. Bischof* mit einer geschmolzenen Basaltkugel — als Abbild der allmählich erkaltenden Erde — anstellte, müssen die geothermischen Tiefenstufen nach unten größer werden, und auch theoretische Untersuchungen bestätigen dieses. Wie dem aber auch sei, sicher herrscht in nicht allzu großen Tiefen schon eine Temperatur, bei der, gewöhnlichen Druck vorausgesetzt, alle Gesteine geschmolzen sein würden. Der innere Kern der Erde ist also weit über den Schmelzpunkt aller bekannten Stoffe erhitzt; zugleich ist dieser Kern schwer und befindet sich unter gewaltigem Druck der auflagernden Massen. Diese innere Erdwärme ist jedenfalls die Urwärme, die von Anfang an dem Erdkörper eigen war und sich allmählich durch Ausstrahlung verringert, daher die Abkühlung von außen nach innen vor sich gehen muß. Daneben kommen noch als Wärmequellen der Druck durch die Zusammenziehung und die gebirgsbildenden Verschiebungen sowie chemische Vorgänge in Betracht.

Welche Vorstellungen macht man sich auf Grund dieser Erkenntnis vom Zustande des Erdinnern? Es herrschen da die widersprechendsten Ansichten, die verteidigt und angegriffen werden, ohne daß es möglich wäre, eine Entscheidung unter den Hypothesen zu treffen.

1. Am nächsten liegt ja, nachdem man die schnelle Zunahme der Temperatur nach der Tiefe erkannte, die Vorstellung von einem glühendflüssigen Erdkern, der nur von einer verhältnismäßig sehr dünnen Erstarrungskruste umgeben sei. Dieser Gedanke beherrschte die plutonistische Schule der Geologie in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Die Vulkanausbrüche scheinen augenfällige Zeugen für die Wahrheit dieser Annahme zu sein, aber man

glaubte auch, daß überhaupt die „Reaktionen" des Glutkerns gegen die dünne Kruste, d. h. der Druck und das Eindringen der glutflüssigen Massen in die Schale die Ursache aller Verschiebungen in der letzteren, der Gebirge und der sonstigen geologischen Vorgänge seien.

2. Gegen diese, besonders dem Geologen sympathischste Annahme erhoben sich seitens der Physiker Bedenken, die ihrerseits zu diametral entgegengesetzten Hypothesen führten. Einerseits, daß der Erdkern starr sei, was *Thomson* und *G. Darwin* aus dem Verlauf der Gezeitenbewegung schlossen, doch sind diesem Schluß andere Forscher entgegengetreten. Andererseits weist auch die Art der Fortpflanzung der Erdbeben durch große Tiefen auf Starrheit des Innern hin. Die Möglichkeit der Starrheit trotz der hohen Temperatur weit über dem Schmelzpunkt aller Stoffe erklärt sich durch den gewaltigen Druck, der im Innern der Erde herrscht. Die Starrheit ist eigentlich ein latent-plastischer Zustand, insofern er bei Verminderung des Druckes (durch Abhebung der Decke oder Spaltenaufriß in dieser) sofort in den plastischen bzw. glühendflüssigen Zustand übergeht. Der Vulkanismus ist daher durchaus kein Gegenbeweis gegen die Starrheit. Manche Forscher schlagen aber doch einen Mittelweg ein, indem sie zwischen dem starren Kern und der äußeren Kruste eine Zone glühendflüssiger Masse, sog. „Magma", setzen. So nimmt der Erdbebenforscher *Wiechert* auf Grund der Fortpflanzung der seismischen Wellen einen äußeren starren Mantel von der Dichte 2,7—3,4 und einer Dicke von 100 km an, darunter eine Magma-Zone von 100—200 km Tiefe und dann den Kern mit einer mittleren Dichte von 8,5 und einer Starrheit viermal so groß als die des Stahls.

3. Das andere Extrem ist die Theorie vom gasförmigen Zustand des Erdinnern, von *A. Ritter* und *Zöppritz* vertreten; sie stützt sich darauf, daß im Erdinnern alle Stoffe über die kritische Temperatur erhitzt sind (bei der sie nur als Gas existieren können). Dieser Anschauung hat sich auch *Arrhenius* angeschlossen; er stellt sich vor, daß die äußere Kruste in etwa 60 km Tiefe in die Magmazone, diese in etwa 300 km Tiefe in den Gaskern übergehe (der also 95 % des Erddurchmessers einnimmt); die Gase verdichten sich aber in größerer Tiefe infolge des Druckes so weit, daß sie sich schließlich wie ein fester Körper verhalten. So mündet denn doch wieder die Gashypothese in diejenige des starren Erdkerns ein.

Allen diesen Theorien gegenüber kann man darauf hinweisen, daß wir gar nichts darüber wissen können, wie sich die Materie unter der gleichzeitigen Einwirkung überaus hoher Temperatur und ungeheuren Drucks — beide gehen weit über das Maß hinaus, das unserer Beobachtung zugänglich ist — verhält, ob wir diesem Zustande mit unseren Vorstellungen von den uns bekannten Aggregatzuständen gerecht werden können.

Im Zusammenhang mit diesen hypothetischen Zonen verschiedener Dichte und verschiedenen Aggregatzustandes nimmt man auch eine stoffliche Verschiedenheit nach Zonen des Erdkörpers an. *Ed. Sueß* unterscheidet drei solche Zonen: die oberflächliche Zone besteht hauptsächlich aus Silizium und Aluminium, er nennt sie Sal; darunter folgt die Magmazone, hauptsächlich aus Silizium und Magnesium bestehend („Sima") und darunter der mächtige schwere Erdkern überwiegend aus Eisen (ferrum) und Nickel, daher „Nife". Daß der innerste Erdkern überwiegend aus den genannten Metallen besteht, folgert man nicht nur aus seiner Schwere, sondern auch aus dem Erdmagnetismus, ferner daraus, daß auch die Meteoriten, also die Trümmer zersprengter Weltkörper, hauptsächlich aus Eisen und Nickel bestehen. Die Anordnung der Stoffe im Erdkörper im allgemeinen nach dem spezifischen Gewicht setzt aber doch zur Zeit ihrer Entstehung einen beweglichen Zustand des Erdinnern voraus. —

Zur Geophysik wird neuerdings auch die Erdbebenlehre gerechnet, die ein Grenzgebiet zwischen Geophysik, Geologie und Geographie ist. Wir werden sie kurz in der Festlandskunde behandeln; dort werden wir auch noch einmal auf die Vorstellungen von der physischen Beschaffenheit des Erdkörpers zurückzukommen haben.

Die Frage nach der Entstehung der Erde hängt naturgemäß mit derjenigen des Sonnensystems zusammen. Wenn diese Frage auch für die Geophysik von großer Bedeutung ist, berührt sie doch die Geographie kaum und soll daher eben nur gestreift werden.

Die sog. *Kant-Laplace*sche Theorie (begründet im wesentlichen durch den letzteren, den großen französischen Astronomen, 1796) erfreute sich fast ein Jahrhundert allgemeiner Geltung. Sie verknüpft alle Glieder des Sonnensystems genetisch miteinander. Das Sonnensystem ist nach dieser Theorie aus einem Nebelfleck ent-

standen, einer rotierenden Gasmasse hoher Temperatur; durch Abkühlung und Zusammenziehung wird die Rotation beschleunigt, eine starke Abplattung tritt ein; dies führt endlich zur Loslösung eines rotierenden Ringes vom Zentralkörper; der Ring zerreißt in einzelne Weltkörper, die Planeten, die dann denselben Prozeß jeder für sich noch einmal durchmachen (Saturnring); aus ihren Ringen entstehen die Monde. Jeder Weltkörper bildet durch Abkühlung eine Erstarrungskruste, über der sich dann die Atmosphäre und das Wasser abscheiden. Die fortschreitende Abkühlung führt zu völliger Erstarrung des Weltkörpers, während zugleich die Atmosphäre und das Wasser verlorengehen (Mond).

Diese großartige Konstruktion wird jetzt als nicht mehr den Erfahrungen entsprechend angesehen, vornehmlich, weil einige Monde eine den übrigen Gliedern entgegengesetzte Umdrehungsrichtung haben, was mit der Ableitung aus einem gemeinsamen Zentralkörper unvereinbar ist. Jedoch hat noch keine andere Theorie zu allgemeiner Anerkennung kommen können. Die beachtenswerteste dieser neueren Hypothesen ist die Anhäufungstheorie von *Chamberlin* und *Arrhenius*. Nicht durch Abschleudern aus einem gemeinsamen Urkörper, sondern durch Zusammenstoß von Weltkörpern und die dadurch erzeugte große Wärme entstehen glühende, rotierende Spiralnebel; durch den „Strahlungsdruck" werden beständig Partikelchen von den leuchtenden Weltkörpern abgeschleudert und kommen in die Spiralnebel hinein, häufen sich darin zu Knoten an, welche die Nebelmaterie anziehen und so den Nebel auflösen; so entstehen allmählich Sonne und Planeten, umgeben von Gaskugeln.

3. Erdmagnetismus.

Der Erdmagnetismus hat für den Geographen dadurch Bedeutung, daß er eines der wichtigsten Orientierungsmittel, den Kompaß, an die Hand gibt.

Man hat zu unterscheiden zwischen Gesteinsmagnetismus und Erdmagnetismus. Ersterer besteht darin, daß einzelne Gesteinsmassen, besonders Erstarrungsgesteine, einen ablenkenden Einfluß auf die Magnetnadel ausüben, der sich bis zu erheblichen Störungen steigern kann und vor dem daher der Forschungsreisende auf der Hut sein muß.

Der Erdmagnetismus ist dagegen die richtende Kraft, die der Erdkörper als Ganzes auf die Magnetnadel ausübt. Diese Richtkraft

war den Chinesen seit alten Zeiten bekannt, aber von ihnen wenig ausgenutzt. Die Verbreitung des Kompasses ist in Dunkel gehüllt; man kann nur feststellen, daß er mindestens seit dem 12. Jahrhundert, allgemeiner als Schiffskompaß seit ungefähr 1300 im Abendlande benutzt wird.

Die Magnetnadel zeigt aber nicht die wahre N—S = Linie, sondern eine gewisse Abweichung davon, die Mißweisung oder Deklination. Diese blieb im Mittelalter unbekannt, weil sie damals am Mittelmeer gering war; erst *Kolumbus* entdeckte sie, als er in Gebiete mit damals größerer Mißweisung hineinkam. Man bestimmt die Mißweisung durch Vergleich des magnetischen Meridians mit dem auf astronomischem Wege (s. unten) festgestellten wahren Meridian. Diese Mißweisung ist verschieden nach Ort und Zeit.

Um die Mitte des 16. Jahrhunderts entdeckte man auch die Inklination, die Neigung der frei aufgehängten Magnetnadel gegen den Horizont. Auch sie wechselt; sie ist jetzt in Mitteldeutschland 65 ^{0} nach N.

Ende des 18. Jahrhunderts beobachtete man die Intensität der magnetischen Richtkraft; man bringt eine Magnetnadel durch Annäherung eines anderen Magneten aus der Ruhelage und läßt sie dann in diese wieder zurückschwingen. Die Schnelligkeit dieser Schwingungen ergibt die magnetische Intensität, und zwar unterscheidet man die Horizontal-, Vertikal- und Totalintensität (Schwingungen in der Horizontalen, Vertikalen, Summe beider).

Die geographische Verbreitung dieser sog. magnetischen Elemente, besonders der Deklination, ist für den Geographen von hoher praktischer Wichtigkeit, da sie bei jeder Kompaßablesung berücksichtigt werden muß. Den besten Überblick geben magnetische Karten der Erde, wie sie besonders von *G. Neumayer* gezeichnet worden sind. Auf ihnen werden die Punkte gleichen magnetischen Verhaltens durch (Iso-)Linien miteinander verbunden. Isogonen sind die Linien gleicher Deklination, Isoklinen gleicher Inklination, Isodynamen gleicher Totalintensität. Infolge Unvollständigkeit der Beobachtung muß der Verlauf dieser Linien in vielen Teilen der Erde stark interpoliert werden.

Auf diesen Karten zeichnen sich zwei Punkte aus, die magnetischen Pole. Sie scheinen sich mit der Zeit etwas zu verschieben. Der magnetische Nordpol, entdeckt von *James Roß* (1831), liegt jetzt etwa $70^1/_2{}^0$ n. Br., 97 ^{0} 40′ w. L. an der Westseite der

Halbinsel Boothia-Felix im arktischen Nordamerika; der magnetische Südpol, entdeckt von der Discovery-Expedition 1909, liegt 72° 50′ s. Br., $156^1/_2$° ö. L. Beide sind also recht entfernt von den Rotationspolen der Erde; den Grund dieser Abweichung sucht man in der Anordnung von Wasser und Land(?). An den magnetischen Polen ist die Horizontalintensität = 0, also keine horizontale Richtkraft vorhanden; die Inklination = 90°, d. h. die Nadel stellt sich senkrecht. In der Nähe der magnetischen Pole ist also der Kompaß als Orientierungsmittel unbrauchbar. Auf die magnetischen Linien läßt sich vielfach ein Einfluß des tektonischen Baues der Erdkruste erkennen; im allgemeinen aber sind ihre Ursachen völlig rätselhaft.

Die Linien gleicher Horizontalintensität umziehen die beiden magnetischen Pole in langgestreckten Ellipsen, dann ordnen sie sich mehr dem Äquator parallel, an welchem der Gürtel größter Horizontalintensität verläuft, mit zwei Maximis in Hinterindien und westlich von Zentralamerika.

Die Linien gleicher Totalintensität (Isodynamen) haben dagegen Maxima SW von der Hudsonbai, in Ostsibirien und S von Australien; einen Minimalgürtel am Äquator mit Minimis im Großen und Atlantischen Ozean. Ihr Verlauf ist ähnlich den Januar-Isothermen.

Die Isoklinen bilden Ellipsen um die Pole und laufen im übrigen in Wellenlinien den Parallelkreisen entsprechend. Der magnetische Äquator ist die Isokline 0°, d. h. dort stellt sich die Nadel horizontal; er verläuft in Südamerika und dem Atlantischen Ozean südlich vom Erdäquator, in Afrika und Südasien nördlich desselben. Das ganze System der Isoklinen verschiebt sich langsam von O nach W.

Am wichtigsten sind die Isogonen (Linien gleicher Mißweisung). Sie konvergieren auf jeder Halbkugel sowohl zum magnetischen wie zum Erdpol. Sie zeigen einen ziemlich verwickelten Verlauf. Unter ihnen sind besonders bemerkenswert die agonischen Linien, d. h. die Linien, welche die Punkte mit der Deklination 0° (also Richtung der Nadel nach dem wahren Meridian) verbinden. Die eine geht vom magnetischen Nordpol durch Amerika nach SSO, eine zweite über das Nordkap nach SO durch Europa, Persischen Golf, Westaustralien. Zwischen diesen beiden agonischen Linien herrscht um den Atlantischen Ozean westliche Deklination, d. h. die Nordspitze der Magnetnadel weicht vom Meridian nach W ab (z. B.

Petersburg 0°, Dublin 22° W), um den Großen Ozean östliche Deklination, jedoch tritt in Ostasien noch ein großes inselförmiges Gebiet westlicher Deklination auf[1]).

Von diesen Isolinien ganz verschieden sind die magnetischen Meridiane. Es sind Linien, die von irgendeinem Punkt der Erdoberfläche aus immer der Mißweisung selbst folgen, also so verlaufen, wie wenn man andauernd der Nord- (oder Süd-)Richtung der Magnetnadel folgt. Auch sie laufen alle in den beiden magnetischen Polen zusammen; wenn man also von irgendeinem Punkte aus der Magnetnadel dauernd folgt, kommt man schließlich zum magnetischen Pol, nicht zum Erdpol.

Seit dem 17. Jahrhundert weiß man, daß die Mißweisung sich am gleichen Ort ändert; aber dasselbe ist auch bei allen anderen magnetischen Elementen der Fall; alle genannten Linien verschieben sich. Diese Veränderung nennt man die magnetische Variation. In Deutschland nimmt jetzt die Deklination ab, jährlich um 9′. Mehrere Linien gibt es auf der Erdoberfläche, auf denen in der Jetztzeit keine Veränderung der Deklination stattfindet.

Außer dieser säkularen Veränderung gibt es noch tägliche Schwankungen, die örtlich verschieden sind; sie sind im Sommer größer als im Winter. Auch gibt es Schwankungen der Magnetnadel von 26tägiger Periode und solche von einer Periode von 11,3 Jahren (Sonnenfleckenperiode). Außerdem treten noch unregelmäßige Störungen auf, sog. magnetische Gewitter, vielfach gleichzeitig mit dem Polarlicht. Ein Einfluß des Wärmeganges sowie der Weltkörper auf den Magnetismus scheint unleugbar; aber sein Sitz ist in der Erde selbst. Eine Erklärung der einzelnen Erscheinungen ist bisher unmöglich.

Polarlicht. In den Polargebieten beider Hemisphären treten in unregelmäßigen Zwischenräumen starke Lichterscheinungen am nächtlichen Himmel auf, die man als Nord- bzw. Südlicht, zusammenfassend als Polarlicht bezeichnet. Es kommen zwei Formen vor, entweder herabhängende Bänder oder Draperien, oder ein Lichtbogen, der sich auf den Horizont stützt und ein dunkles Feld um-

---

[1]) Nach den von der preußischen Landesaufnahme herausgegebenen magnetischen Karten von Deutschland für 1919 beträgt die westliche Mißweisung in Deutschland zwischen 11½° im Westen und 1° im Osten: Aachen 11° 20′, Emden 11°, Bonn 10° 40′, Freiburg (Br.) 10°, München 8° 10′, Leipzig 8°, Berlin 7° 30′, Passau 7° 20′, Oppeln 5°, Königsberg 3° 30′, Stallupönen 1°.

säumt und der häufig, aber nicht immer, Lichtstrahlen nach außen aussendet. In unseren Breiten ist die Erscheinung meist nur ein wolkenartiger Schimmer. Die Farbe ist meist rötlich, das Licht ist zuckend und dauert meist nur einige Minuten, zuweilen aber tagelang. Das Polarlicht trägt wesentlich dazu bei, die Dunkelheit der Polarnacht zu mildern. Die L i n i e n g l e i c h e r H ä u f i g k e i t des Nordlichts umgeben kreisförmig das Gebiet zwischen dem Erdpol und dem magnetischen Pol; die größte Häufigkeit besitzt eine Zone um den Polarkreis: bei Asien und Europa nördlich desselben, ungefähr an der Nordküste des Kontinents entlang, in Amerika südlicher, bis Labrador (etwa 58° Br.) reichend. In der Antarktis erstreckt sich die Zone häufiger Polarlichter bis 44° vom magnetischen Südpol. In Mitteleuropa sind Nordlichter schon eine recht seltene Erscheinung; doch werden Polarlichter von beiden Seiten zuweilen auch in der Nähe des Äquators sichtbar. Die Jahreszeiten der größten Häufigkeit sind die Äquinoktien. Der Sitz der Lichterscheinung sind die oberen Schichten der Atmosphäre (500 bis 400 km Höhe). Ein zeitlicher Zusammenhang mit dem Erdmagnetismus ist vorhanden. Spektroskopische Untersuchung hat gezeigt, daß die Polarlichter elektrische Strahlungen sind; wahrscheinlich ist es ein Ausgleich, der sich in den oberen Luftschichten in der weiteren Umgebung der magnetischen Pole vollzieht zwischen negativer Elektrizität, die von den Polgebieten aufsteigt, und positiver, die von den Tropen durch die oberen Luftschichten herankommt.

C. Astronomische Geographie.

(Bewegungen der Erde, Verhältnis zu anderen Weltkörpern.)

Diesen Abschnitt wollen wir fortlassen, da die Grundtatsachen desselben als bekannt vorausgesetzt werden können. Insofern sie als Ursachen geographischer Erscheinungen wirksam sind, werden wir sie zweckmäßiger bei den betreffenden Zusammenhängen in Erinnerung bringen.

D. Die Orientierung auf der Erdoberfläche.

Eine Orientierung auf der Erdoberfläche nach allgemeinen Merkmalen, also abgesehen von den auf der Erde auftretenden Einzeldingen (Bergen, Ortschaften usw.) ist nur auf astronomischem Wege,

d. h. durch Beobachtung der Himmelskörper, möglich, da diese allein allgemein sichtbare und praktisch unveränderliche Marken abgeben. Dazu tritt als ergänzendes Hilfsmittel der Erdmagnetismus. Die Aufgabe ist eine doppelte: 1. Orientierung im Horizonte, d. h. innerhalb des irdischen Gesichtsfeldes des einzelnen Beobachters; 2. Orientierung auf der Erdkugel, d. h. innerhalb der Gesamtoberfläche der Erde.

1. Orientierung im Horizonte.

Als Horizont bezeichnen wir sowohl die Fläche wie die Peripherie des kreisförmigen Teils der Erdoberfläche, den wir von unserem jeweiligen Standpunkt aus übersehen können, bzw. könnten, wenn keine Trübung der Luft und keine den Ausblick hemmenden Gegenstände (wie z. B. auf dem Meere) vorhanden wären. Jeder Standpunkt hat also seinen eigenen Horizont, und in diesem ist zunächst nur der Standpunkt selbst festgelegt. Je höher unser Standpunkt ist, desto weiter ist der Horizont, der begrenzt wird durch den Kreis, an dem unsere Sehlinien die Erdkugel tangieren. Von diesem natürlichen Horizont, der von der Zufälligkeit der Höhe unserer Augen abhängt (z. B. ob wir auf dem Verdeck oder auf dem Mast eines Schiffes uns befinden), und der daher für mathematische und astronomische Zwecke nicht direkt verwendbar ist, unterscheiden wir den mathematischen Horizont[1]): die Horizontalebene, die durch den Punkt der Erdoberfläche, der senkrecht unter unserem Augenpunkt liegt, hindurchgeht und dort also die Erdkugel tangiert. Der Horizont steht (von der sphäroidischen Abplattung und etwaigen Lotablenkungen abgesehen) rechtwinkelig zum Erdradius und zur Schwererichtung unseres Standpunktes. Der natürliche Horizont liegt tiefer als der mathematische. Diese Vertiefung, die also abhängig ist von unserer Augenhöhe, ist die „Kimmtiefe" oder „Depression des Horizontes". Man unterscheidet weiter von diesem „scheinbaren" Horizont (eine Bezeichnung, unter welcher wir sowohl den natürlichen wie den mathematischen Horizont begreifen) den „wahren" Horizont, das ist die zu jenem parallele Ebene, welche durch den

---

[1]) Diese Bezeichnung führen wir ein als Gegensatz zum „natürlichen" Horizont. Die gewöhnliche Bezeichnung „scheinbarer Horizont" ist verständlich nur im Gegensatz zum „wahren Horizont", umfaßt dann aber den „natürlichen Horizont" mit. Als Gegensatz zum natürlichen ist der scheinbare Horizont eine unsinnige Bezeichnung.

Mittelpunkt der Erde geht. (Fig. 15: M Mittelpunkt der Erde, A Augenpunkt; MH mathematischer Horizont, NH natürlicher Horizont, WH wahrer Horizont.)

Die Aufgabe ist nun, vom Standpunkte A aus die Lage eines sichtbaren Punktes B innerhalb des Horizontes zu bestimmen. (Fig. 16.) Dazu gehört 1. die Messung der Entfernung A—B vermittels eines Längenmasses. 2. Die Feststellung der Richtung A—B. Zu letzterem Zweck muß eine Normalrichtung innerhalb der Horizontebene festgestellt werden, um dann mit einem Winkelmeßinstrument den Winkel a zwischen dieser und der Richtung AB zu messen. Als Normalrichtung dient die Nordsüdrichtung oder die Mittagslinie (Meridian im Horizont), die durch A geht. Diese Mit-

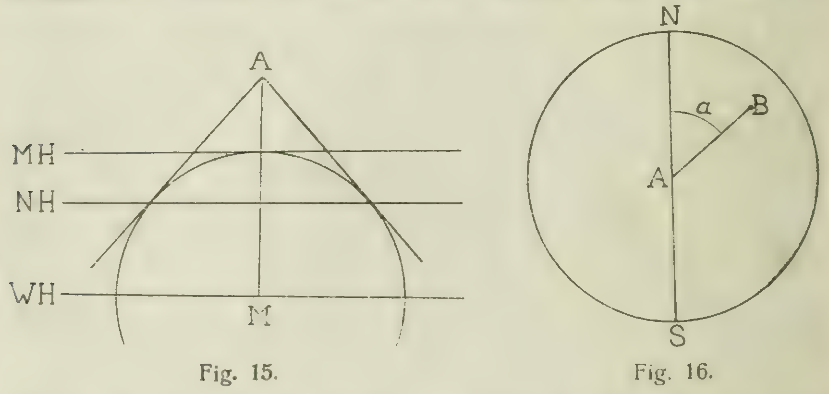


Fig. 15. Fig. 16.

tagslinie ist im Horizont selbst nicht markiert, sondern kann nur durch Projektion des Himmelsmeridians auf den Horizont gefunden werden. Der Himmelsmeridian ist ein größter Kreis des Himmelsgewölbes, der rechtwinkelig auf dem Horizont steht und von den scheinbaren täglichen Bahnen der Himmelskörper rechtwinkelig geschnitten wird; in ihm erreichen alle sichtbaren Himmelskörper den höchsten Punkt ihrer täglichen Bahn (ihre Kulmination). In diesem Meridian liegt auch der Zenit des Punktes A, d. h. der Punkt des Himmelsgewölbes senkrecht über A. (Fig. 17. Kreis NTST′ Horizont des Punktes A; NZS Meridian des Himmels; NS Nordsüdlinie; Z Zenit; P Himmelspol; TKT′ tägliche Bahn eines Himmelskörpers.) Ferner liegt auch der Himmelspol im Meridian, d. h. der Punkt, um den sich das Himmelsgewölbe täglich scheinbar dreht. Die N—S-Linie wird also festgelegt, wenn man, da A bestimmt ist, einen Punkt bestimmt, der senkrecht unter dem Kulminationspunkt der Sonne oder

eines Sternes oder unter dem Pol gelegen ist. (Über die Beobachtung der Kulmination s. unten S. 63.) Der Himmelspol (P Fig. 18) wird gefunden, indem man die obere und untere Kulmination (den oberen und unteren Meridiandurchgang KK') eines Zirkumpolarsternes (eines Sternes, dessen ganze Bahn über dem Horizont liegt) beobachtet, was aber nur möglich ist, wenn die Nacht über 12 Stunden lang ist, da die beiden Kulminationen 12 Stunden auseinanderliegen. Der Halbierungspunkt des Bogens KK' ist P. Man kann auch die N—S-Linie aus der Kulmination der Sonne unmittelbar durch das Gnomon (den Schattenmesser, s. oben) feststellen, indem man die Länge des

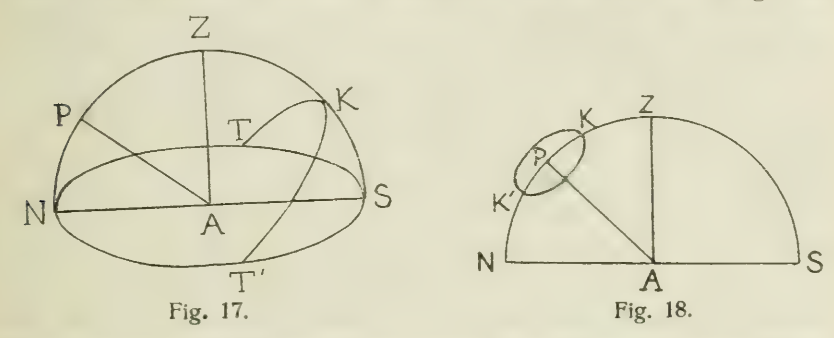


Fig. 17. Fig. 18.

Schattens um die Mittagszeit beobachtet; die Richtung, die der Schatten in dem Augenblick besitzt, wo er am kürzesten ist, ist die Mittagslinie.

Jeder Punkt der Erdoberfläche hat seinen besonderen Meridian wie seinen besonderen Zenit. Alle Himmelsmeridiane aber konvergieren in den beiden Himmelspolen, welche senkrecht über den Erdpolen liegen. Denn der Himmelspol ist der Punkt, wo die Verlängerung der Drehungsachse der Erde das Himmelsgewölbe schneidet. Die scheinbare tägliche Drehung des Himmelsgewölbes ist ja die Folge der täglichen Drehung der Erde, daher die Drehungsachse der Erde auch die scheinbare Drehungsachse des Himmels ist. Es ergibt sich daraus, daß auch die Nordsüdlinien (die Meridiane im Horizont) für jeden Punkt verschiedene, nicht parallele Richtungen sind.

Rechtwinkelig auf der N—S-Richtung verläuft die O—W-Richtung, die unmittelbar bestimmt werden kann durch den Aufgangs- und Untergangspunkt der Sonne zur Zeit der Tag- und Nachtgleichen oder indem man die im Laufe des Jahres vorkommenden, am meisten auseinanderliegenden Aufgangs- bzw. Untergangspunkte feststellt und

die Zwischenräume halbiert. Hat man auf diese Weise die O—W-Linie festgestellt, so kann man von ihr aus auch die N—S-Linie bestimmen, welche ja rechtwinkelig daraufsteht. Somit sind die vier Haupt-Himmelsrichtungen, N, S, O, W gegeben, welche den Horizont in vier Quadranten einteilen. Die weitere Einteilung dieser Quadranten, die sog. Windrose, geschieht durch weitere Halbierung: NO, SO, SW, NW, so daß eine Achtteilung des Horizontes entsteht, von der man zu einer Sechzehnteilung (NNO, NO, ONO, O usw.) übergeht, endlich zu einer Teilung in 32 „Striche": N, NzO (Nord zu Ost), NNO, NOzN, NO usw.). Daneben war zeitweise auch eine Zwölfteilung im Gebrauch. Für viele Zwecke, z. B. die Windrichtung, genügt diese Einteilung. Für genauere Bestimmung der Richtung wendet man die 360-Gradeinteilung des Horizontkreises an, indem man, in der Regel von N aus, über Ost die Grade durchzählt, oder die Grade zwischen den Haupthimmelsrichtungen angibt, z. B. N 32° O, O 50° S oder S 40° O usf. —

Der Winkel zwischen der N—S-Richtung und der Richtung A—B heißt nach arabischer Bezeichnung das Azimut von B.

Neben der astronomischen Bestimmung der N—S-Linie und damit des Azimuts eines Punktes im Horizont ist seit Erfindung des Kompasses auch die magnetische Bestimmung durch dieses Instrument üblich (s. S. 76); sie hat den Vorzug großer Bequemlichkeit, sowie daß sie in jedem Augenblick und bei jedem Wetter vorgenommen werden kann: sie ist aber niemals so genau, wie die astronomische. Vor allem ist für sie Voraussetzung, daß man die Mißweisung der Magnetnadel für den betreffenden Ort und für die Zeit kennt. Ist das nicht der Fall, so muß man die Mißweisung erst durch Vergleich der Richtung der Magnetnadel mit dem astronomisch bestimmten Meridian feststellen.

2. Orientierung auf der Erdkugel.

a) Die Koordinaten.[1])

Um die Lage eines Punktes auf der Erdkugel eindeutig festzulegen, müssen wir uns auf dieser zwei sich rechtwinkelig kreuzende Systeme von Kreisen (Breiten- und Längenkreise oder Meridiankreise) gezogen denken, die geographischen Koordinaten.

---

[1]) Vgl. zu diesem Abschnitt die Figuren, die sich in den meisten Atlanten finden.

Die Lage eines Punktes ist dann bestimmt als Schnittpunkt der beiden zugehörigen Kreise, des Breiten- und des Längenkreises.

Die Ziehung dieser Koordinatenkreise hat auszugehen von einigen Punkten und Kreisen der Erdkugeloberfläche, die durch die Natur fest gegeben sind, und zwar durch die tägliche Umdrehung (Rotation) der Erde, oder, was dasselbe sagt, durch die tägliche scheinbare Umdrehung der Himmelskugel um die Erde, sowie durch die jährliche Bahn der Erde um die Sonne, bzw. die scheinbare Bahn der Sonne um die Erde. Ob die Erde oder der Himmel sich dreht, ist dabei gleichgültig, daher man die betreffenden Punkte und Kreise längst vor *Kopernikus* kannte. Würde dagegen keine Umdrehung, weder der Erde noch des Himmels stattfinden, so würden auf einer Kugel keinerlei natürliche Punkte und Linien ausgezeichnet sein.

Diese natürlichen Punkte und Kreise sind:

1. Die beiden Pole (N- und S-Pol), die Punkte, in denen die Drehungsachse der Erde (Erdachse schlechthin), bzw. die scheinbare Drehungsachse des Himmels die Erdoberfläche schneidet. Es sind die beiden einzigen Punkte der Erdoberfläche, welche bei der täglichen Drehung unbewegt bleiben, wo daher auch die Rotation keinen Unterschied in der Höhe der Gestirne über dem Horizont hervorruft, daher hier auch keine Einteilung in Tage und Tageszeiten (Mittag, Mitternacht usw.) besteht. (Die Rechnung nach Tagen und Tageszeiten kann nur von anderen Erdstellen auf die Pole übertragen werden.) Da es hier keinen Mittag gibt, ferner alle Meridiane in den Polen zusammenlaufen, gibt es hier auch keine N—S-Linie, überhaupt keine Himmelsrichtungen.

2. D e r Ä q u a t o r, d. i. derjenige größte Kreis der Erdkugel, der rechtwinkelig auf der Erdachse steht. (Ein „größter Kreis" auf einer Kugel ist ein Kreis, der die Kugel in zwei gleiche Teile teilt.) Infolge seiner Eigenschaft als „größter Kreis" teilt der Äquator die Erde in zwei gleiche Halbkugeln und ist von beiden Polen gleich weit entfernt. Der Äquator ist also durch die Lage der Pole ohne weiteres gegeben; ohne Pole, d. h. ohne Erdachse, ohne Rotation, gäbe es auch keinen Äquator.

Die Erdpole liegen, wie schon gesagt, senkrecht unter den Himmelspolen, der Erdäquator und alle folgenden Kreise senkrecht unter den betreffenden Kreisen der (scheinbaren) Himmelskugel. Der Himmelsäquator geht durch den Ost- und den Westpunkt des Horizontes jedes Punktes der Erdoberfläche. Für die Bewohner des Erd-

äquators geht er durch den Zenit und steht rechtwinkelig auf dem Horizont; für die Pole liegt er im Horizont. Der Pol des Himmels steht im Zenit des betreffenden Poles der Erde; für die Äquatorbewohner liegen beide Himmelspole im Horizont. Auf der nördlichen Halbkugel ist der Himmelsnordpol sichtbar, auf der südlichen der Himmelssüdpol.

Die jährliche Bahn der Erde um die Sonne, bzw. die scheinbare Bahn der Sonne um die Erde, heißt die Ekliptik. Würde die Ebene des Äquators in die Ebene der Ekliptik fallen, oder, was dasselbe sagt, die Erdachse senkrecht auf der Ekliptik stehen, so würde die Sonne das ganze Jahr im himmlischen Äquator, also senkrecht über dem Erdäquator stehen; es gäbe keinen Unterschied der Jahreszeiten. Das ist nun nicht der Fall: Ekliptik und Äquator schneiden sich in einem Winkel von (jetzt) 23° 27′ 8″; das ist die „Schiefe der Ekliptik". Infolgedessen steht die Sonne nur zweimal im Jahre, zur Zeit der Tag- und Nachtgleiche (Äquinoktien), im Himmelsäquator (senkrecht über dem Erdäquator), nämlich wenn sie (bzw. die Erde) sich in den beiden Schnittpunkten der Ekliptik mit der Äquatorebene, dem Frühlings- und Herbstpunkt, befindet (21. März, 23. September). Im übrigen Jahre entfernt sie sich vom Äquator, ein halbes Jahr nach N, ein halbes Jahr nach S; sie besitzt also einen wechselnden Breitenabstand („Deklination") vom Äquator. Ihren größten Abstand nördlich bzw. südlich, erreicht sie in der Sommer- bzw. Wintersonnenwende (Solstitium, 21. Juni, 21. Dezember). Dadurch sind zwei weitere Kreise bestimmt: die Wendekreise (nördlicher Wendekreis oder Wendekreis des Krebses, südlicher Wendekreis oder Wendekreis des Steinbocks). Es sind die beiden Kreise am Himmel parallel zum Äquator, welche durch die Punkte gehen, in denen die Sonne ihre nördlichste und ihre südlichste Abweichung vom Äquator erreicht, also Parallelkreise, welche die scheinbare Sonnenbahn in diesen äußersten Punkten tangieren. Die senkrecht darunter gelegenen irdischen Wendekreise sind also dadurch ausgezeichnet, daß über ihnen die Sonne zur Zeit der Sommersonnenwende der betreffenden Halbkugel senkrecht steht. Ihr Abstand vom Äquator (ihre geographische Breite) ist gleich der Ekliptikschiefe, also 23° 27′ 8″.

Durch die Ekliptikschiefe sind ferner die beiden Polarkreise bestimmt; ihr Abstand vom Pol ist gleich dem der Wendekreise vom Äquator, ihr Abstand vom Äquator (ihre geographische Breite) da-

her 66° 32′ 52″. Sie sind dadurch ausgezeichnet, daß an ihnen an einem Tage des Jahres die Sonne sich nicht über den Horizont erhebt, an einem Tage nicht unter den Horizont sinkt, nämlich an den beiden Sonnwendtagen.

Wende- und Polarkreise teilen die Erde in Klima- (besser Beleuchtungs-)Z o n e n ein. Die h e i ß e o d e r t r o p i s c h e Z o n e zwischen den Wendekreisen beiderseits des Äquators, zusammen fast 47 Breitengrade umfassend; die nördliche und die südliche g e m ä ß i g t e Z o n e bis zu den Polarkreisen, jede etwas über 43 Breitengrade, und die beiden k a l t e n o d e r P o l a r z o n e n, jede fast $23^1/_2$ Breitengrade. Der Flächengröße nach enthalten die Tropenzone 39,9 %, die gemäßigten Zonen 51,7 %, die kalten Zonen 8,3 % der Erde. (Über die Beleuchtungsverhältnisse dieser Zonen siehe im Teil „Atmosphärenkunde".)

Während die genannten Kreise und die Pole, wie gesagt, natürlich bestimmt sind durch die Erdbewegung, sind die g e o g r a p h i s c h e n K o o r d i n a t e n, die beiden Systeme rechtwinkelig sich schneidender Kreise, nicht von Natur festgelegt, sondern willkürlich; aber sie schließen sich an die Pole und den Äquator an.

1. P a r a l l e l - o d e r B r e i t e n k r e i s e. Es sind Kreise parallel zum Äquator, so daß dieser ebenfalls ein Breitenkreis ist; sie stehen also auch rechtwinkelig auf der Erdachse. Ihr Umfang und Radius nimmt vom Äquator, dem einzigen von ihnen, der ein „größter Kreis" ist, gesetzmäßig (siehe oben S. 32) nach den beiden Polen hin ab. Der Pol ist ebenfalls ein Breitenkreis, aber mit dem Radius 0. Eigentlich gibt es unendlich viele solcher Breitenkreise, alle einander gleichberechtigt. Es ist rein konventionell, daß wir, entsprechend der ebenfalls rein konventionellen Kreiseinteilung in 360°, einen Polar-Durchschnittskreis der Erde in 360 Grade einteilen und demzufolge, und da jeder Breitenkreis den Polardurchschnitt zweimal schneidet, 180 Breitenkreise als solche besonders bezeichnen. Jeder dieser Breitenkreise ist vom anderen gleich weit entfernt, um einen B r e i t e n g r a d. Ebenso ist es willkürlich, daß wir die Breitenkreise vom Äquator aus nach beiden Seiten zählen („nördliche" und „südliche" Breite), so daß der Äquator 0° Breite, der Pol 90° Breite ist. Ebensogut könnte man die Breitenkreise von den Polen zum Äquator zählen oder von einem Pol bis zum anderen durchzählen. Nach der herkömmlichen Zählung spricht man von „niederen" Breiten in der Nähe des Äquators, von „höheren" Breiten in der Nähe

der Pole, entsprechend den niedrigeren und höheren Zahlen für die Breitenkreise. Jeder Breitengrad wird nach der üblichen Kreiseinteilung in 60 Minuten und diese in 60 Sekunden geteilt. Es muß aber nochmals betont werden, daß ein Ort, der auf einem vollen Breitengrad liegt, in nichts ausgezeichnet ist vor einem Ort, dessen Breite nach Minuten und Sekunden bezeichnet ist. Dieser Unterschied beruht lediglich auf der herkömmlichen Kreiseinteilung; ebensogut wie in 360 Grade zu 60 Minuten könnte der Kreis in 100 oder 1000 Grade oder anders geteilt werden; dann wäre auch die Zahl und Lage der Breitengrade eine andere.

2. Die Meridiankreise oder Mittagskreise oder Längenkreise schneiden den Äquator und die Breitenkreise rechtwinkelig und schneiden sich selbst alle in den beiden Polen. Sie sind alle „größte Kreise" der Erdkugel, also einander gleich. Ihre Zahl ist ebenso konventionell wie die der Breitenkreise. Aus der Kreiseinteilung ergibt sich, daß man, obwohl es unendlich viele gleichberechtigte Meridiankreise gibt, 180 Meridiankreise unterscheidet, von denen jeder den Äquator zweimal schneidet, so daß dieser in 360 Teile zerlegt wird. Jeder Meridiankreis wird wieder durch die beiden Pole in zwei gleiche Halbkreise geteilt, die man gewöhnlich schlechthin Meridiane nennt; ihre Zahl ist also 360. Der Zwischenraum zwischen je zwei derselben heißt Längengrad und wird wiederum in Minuten und Sekunden eingeteilt. Ein Breitenkreis wird also in Längengrade, ein Meridiankreis in Breitengrade eingeteilt. Während die Breitengrade (auf der Kugel) alle einander gleich sind, nehmen die Längengrade gesetzmäßig vom Äquator nach den Polen hin ab, da ja die Meridiane in den Polen zusammenlaufen. Die Abnahme der Längengrade vollzieht sich selbstverständlich nach derselben Formel, wie die Abnahme der Breitenkreise, deren Teile sie sind.

Den Flächenraum, der von zwei Breitenkreisen und zwei Meridianen eingeschlossen ist, nennt man ein Gradfeld. (Flächengröße derselben s. *H. Wagner*, Lehrbuch I S. 117.)

Nachdem einmal die Zahl von 180 Breitenkreisen angenommen, ist ihre Lage fest gegeben, da sie sich zwischen den von der Natur festgelegten Polen einordnen müssen. Willkürlich bleibt dann nur ihre Zählung vom Äquator (oder von den Polen) aus. Bei den 360 Meridianen ist das nicht der Fall, da ja auf dem Äquator und den Breitenkreisen von Natur kein Punkt vor dem anderen ausge-

zeichnet ist, der als Ausgangspunkt für die Meridianziehung dienen könnte. Es muß also willkürlich ein Anfangsmeridian gewählt werden, von dessen Wahl nicht allein die Zählung, sondern auch die Lage aller Meridiane abhängt. Denn zwei verschiedene Anfangsmeridiane brauchen ja nicht um eine Zahl voller Längengrade voneinander Abstand zu haben, so daß also ein Punkt, der nach dem einen Anfangsmeridian auf einem vollen Längengrade liegt, nach einem anderen Anfangsmeridian dies nicht tut. Es muß also auch hier betont werden, daß jeder Punkt seinen eigenen gleichberechtigten Meridian hat, daß also der Unterschied zwischen vollen Längengraden und einer Länge, die in Minuten und Sekunden ausgedrückt wird, rein konventionell ist. Die Zählung geschieht vom Anfangsmeridian 0° L aus nach beiden Seiten („östliche" und „westliche" Länge) bis zum 180. Meridian, der östlicher und westlicher Länge gemeinsam ist.

Als Anfangsmeridian diente im späteren Altertum (*Ptolemaios*) derjenige der „Glücklichen Inseln" (Kanarischen Inseln), ohne daß er fester bestimmt wurde. Er hatte den Vorteil, daß die ganze bekannte Welt auf einer Seite desselben lag. Er wurde auch beim Wiederaufleben der antiken Wissenschaft im Humanismus beibehalten. Daneben kam im 16. Jahrhundert als Anfangsmeridian auch derjenige der Azoren sowie derjenige der Kapverdischen Inseln auf. Um der Verwirrung ein Ende zu machen, bestimmte ein von *Richelieu* (1634) berufener Kongreß den Meridian von Ferro, der westlichsten Insel der Kanaren, zum Anfangsmeridian. Auch dieser hat den Vorteil, im Ozean zu liegen, also keine größeren Länder und Staaten zu durchschneiden. Aber er hatte den schweren, praktischen Nachteil, daß er auf der entlegenen Insel nicht genau fixiert werden konnte. Daher hat man nach dem Vorgang der Franzosen seit 1720 den Meridian von Ferro einfach als 20° westlich der Sternwarte von Paris angenommen, obwohl dies nur annähernd richtig ist. Seitdem ist der Anfangsmeridian von Ferro nichts anderes als ein verkappter Anfangsmeridian von Paris. Während nun bald die Franzosen tatsächlich nur nach Paris rechneten, behielten die Deutschen den modifizierten Ferro-Meridian bei. Die Engländer dagegen gebrauchten den Meridian ihrer Hauptsternwarte in Greenwich (östlicher Vorort von London). Daneben werden in den einzelnen größeren Staaten, besonders bei den Landesaufnahmen, eigene nationale Anfangsmeridiane verwendet. In letzter Zeit hat der

Meridian von Greenwich, als derjenige des größten seefahrenden Volkes, als internationaler Anfangsmeridian Anerkennung gefunden, besonders in Deutschland. Der Meridian von Paris liegt 2° 20′ 14″ östl. von Greenwich. Der ideelle Meridian von Ferro liegt 17° 39′ 46″ westl. von Greenwich.

Die Veränderungen, welche die Sphäroidgestalt der Erde gegenüber der Kugelgestalt für die geographischen Koordinaten nach Begriff und Größe mit sich bringt, sind oben (S. 31) besprochen worden. Über die kleinen Unregelmäßigkeiten durch das Geoid s. S. 32ff.

Zeitliche Veränderungen der Kreise auf der Erde und der Pole.

Die Schiefe der Ekliptik ist nicht konstant; sie nimmt innerhalb der historischen Zeit ab, infolge der Anziehung der Planeten auf den Äquatorwulst der Erde; entsprechend nähern sich die Wendekreise dem Äquator, die Polarkreise den Polen. Der Wendekreis lag um 150 vor Chr. in 23° 51′ 20″, im Jahre 1900 in 23° 27′ 8″ (daher auch Syene nicht mehr, wie im Altertum, auf dem Wendekreise, sondern nördlich davon liegt, s. oben S. 24). Jedoch nehmen die Astronomen an, daß die Ekliptikschiefe nicht unter 22° abnehmen wird. Praktisch ist daher diese Veränderung von geringer Bedeutung.

Präzession und Nutation: Infolge der Anziehung von Sonne und Mond auf den Äquatorwulst der Erde verschiebt sich die Schnittlinie der Erdbahn mit der Äquatorebene, also auch Frühjahrs- und Herbstpunkt (Präzession, jährlich 50,26″); dadurch verändert sich auch die Richtung der Erdachse gegenüber dem Weltraume und den Fixsternen. Dazu kommt dann noch eine geringe periodische, kreiselförmige Schwankung der Erdachse (Nutation). Diese Bewegungen bewirken, daß die Lage des Himmelspols (und damit aller Punkte der Erdoberfläche) zu den Fixsternen sich verändert. Der Himmelspol ist jetzt nur noch $1^1/_6$° vom Polarstern entfernt und nähert sich ihm immer mehr, während er vor 2000 Jahren noch einen Abstand von 12° vom Polarstern hatte. Auf die Lage der Pole, des Äquators und daher auch der geographischen Koordinaten auf der Erdkugel selbst hat diese Bewegung keinen Einfluß, da die ganze Erde diese Bewegung mitmacht.

Dagegen gibt es auch eine Bewegung der Pole, und damit auch des Äquators und des ganzen Koordinatensystems auf der Erd-

oberfläche selbst, also eine Verlagerung der Erdachse innerhalb der Erdkugel. Diese Beobachtung, daß sich die Polhöhen verändern, erregte Ende des 19. Jahrhunderts großes Aufsehen, da ja die Folgen einer erheblichen Wanderung der Pole nicht allein für die geographische Ortsbestimmung, sondern für die klimatischen Verhältnisse und für die Erdgestalt gewaltige sein müßten. Es wurde ein internationaler Beobachtungsdienst eingerichtet, und dieser scheint zu ergeben, daß die Polverschiebungen doch nur sehr geringes Ausmaß besitzen und periodisch sind, d. h. also über einen sehr kleinen Betrag sich nicht steigern können. Jedoch dürfte, bei der kurzen Zeit dieses Überwachungsdienstes, dieses negative Ergebnis noch nicht als völlig abschließend anzusehen sein.

Eine größeren Umfang erreichende Wanderung der Pole über die Erdoberfläche hin — womit sich, wie gesagt, auch der Äquator und alle anderen Kreise verschieben würden — läßt sich bisher nicht beweisen und eine annehmbare Ursache für eine solche Verschiebung der Erdachse nicht angeben. Doch kann man sie deshalb noch nicht für unmöglich erklären. Man hat die Hypothese einer solchen Wanderung der Pole aufgestellt — am weitesten ausgebildet in der sog. „Pendulationstheorie" von *Simroth* (1907) — um dadurch eine ganze Anzahl sonst schwer verständlicher Erscheinungen: Umgestaltungen des Erdkörpers und Verschiebungen in ihm, Klimaverschiebungen, Wanderungen von Organismen, zu erklären. Wir werden darauf bei den einzelnen Erscheinungen zurückzukommen haben. Hier sei nur betont, daß es sich dabei um eine reine Hypothese handelt, für die bisher keinerlei Beweise beigebracht sind.

b) Geographische Ortsbestimmung auf astronomischem Wege.

Ihre Aufgabe ist, die Lage eines Ortes nach seiner geographischen Breite und Länge auf der Erdoberfläche zu bestimmen.

1. Breitenbestimmung: (Fig. 19: M Mittelpunkt der Erde; P Pol; MA Äquator-Radius; P_h Richtungen nach dem Himmelspol, die parallel sind, da der Himmelspol unendlich weit ist; Z Zenit des Ortes B; HH′ Horizont von B; H_w wahrer Horizont von B, parallel zu HH′.) Die Breite des Ortes B ist $\sphericalangle\ \varphi$ (zwischen BM und MA); diesem Winkel ist gleich $\sphericalangle\ PMH_w$ und daher auch $P_h BH'$; letzteres ist die Höhe des Himmelspols über dem Horizont von B. Ferner ist gleich dem $\sphericalangle\ \varphi$ auch der Winkel ZBA_h (Fig. 20),

das ist die Zenitdistanz des höchsten Punktes des Himmelsäquators über dem Horizont von B. Dieser höchste Punkt des Himmelsäquators ist der Schnittpunkt des Himmelsäquators mit dem Himmelsmeridian von B.

Daraus ergeben sich folgende Wege zur Bestimmung der geographischen Breite ($\sphericalangle \varphi$):

a) Bestimmung der Polhöhle (welche $= \varphi$). Man beobachtet die Höhe über dem Horizont der oberen Kulmination (K_o) und der unteren Kulmination (K_u) eines Zirkumpolarsternes. Dann ist $\varphi = K_u + \frac{K_o - K_u}{2}$. Da diese Beobachtung nur in Nächten von über 12 Stunden Dauer möglich (s. ob. S. 53), sowie in der Nähe des Äquators wegen zu tiefer Lage des Himmelspols unausführbar ist, findet diese Methode nur beschränkte Anwendung.

b) Bestimmung der Äquatorhöhe, d. h. der Höhe des

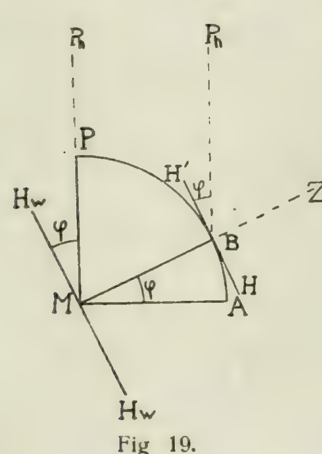


Fig 19.

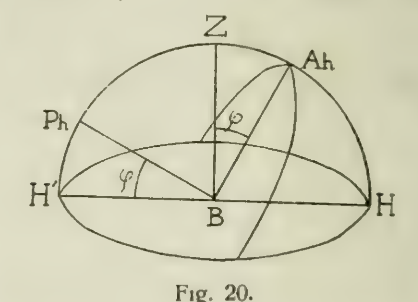


Fig. 20.

Schnittpunktes von Himmelsäquator und Meridian über dem Horizont. Diese Äquatorhöhe (A_h, Fig. 20; die Buchstaben entsprechen denjenigen in Fig. 19), von einem Rechten abgezogen, ergibt die Breite φ. Die Äquatorhöhe wird bestimmt: a) des Nachts durch Beobachtung der Kulmination (des Meridiandurchgangs) eines Fixsterns, dessen (konstante) Deklination (Abweichung vom Äquator) bekannt ist. Die Höhe des Kulminationspunktes über dem Horizont, vermehrt um die Deklination (wenn diese südlich ist) oder vermindert um die Deklination (wenn diese nördlich) ergibt die Äquatorhöhe und damit $R - \varphi$. (Fig. 21. S = Kulmination eines Sterns nördlicher, S′ südlicher Deklination.) b) Am Tage durch Beobachtung der Kulmination der Sonne (am Mittag); Berechnung dieselbe wie

beim Fixstern, nur mit dem Unterschied, daß die Deklination der Sonne nicht konstant ist, sondern im Laufe des Jahres wechselt, nicht bloß dem Werte, sondern auch dem Sinne nach (nördliche Deklination in unserem Sommerhalbjahr, südliche in unserem Winterhalbjahr). Diese Methode ist also nur möglich, seitdem man die Sonnendeklination für jeden Tag des Jahres genau kennt. Ihren Wert, sowie alle sonstigen für die Ortsbestimmung nötigen Angaben, entnimmt man heute den sog. Ephemeriden (nautischen Jahrbüchern u. dgl.). Ohne Kenntnis der jeweiligen Deklination der Sonne ist Breitenbestimmung durch Sonnenhöhe möglich am Mittag eines der beiden Äquinoktialtage, da an diesen die Sonne durch den Äquator geht[1]. Man kann auch so verfahren, daß man die Mittagssonnenhöhen an den Tagen des höchsten und des niedrigsten Sonnenstandes beobachtet und daraus das Mittel zieht.

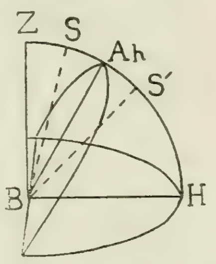


Fig. 21.

Die Kulmination eines Gestirns beobachtet man, indem man bei Annäherung des Gestirns an den Meridian fortdauernd mit einem Winkelmeßinstrument den Winkelabstand des Gestirns vom Horizont verfolgt, bis dieser Winkel ein Maximum erreicht und wieder abnimmt. Dieser maximale Winkel ist die Höhe der Kulmination über dem Horizont, der Moment seiner Erreichung der Meridiandurchgang. Da aber schon in der Nähe des Meridians sich die Höhe nur sehr wenig verändert, wendet man häufig an Stelle der Beobachtung der Kulmination selbst bei der Sonne und bei den Sternen die Beobachtung der Zirkummeridianhöhen an, d. h. man macht eine Reihe von Beobachtungen vor und nach dem Meridiandurchgang. Dadurch erhält man genauere Resultate.

Wenn auch im allgemeinen die Beobachtung der Sonnenhöhe vorgezogen wird, geben die Sternhöhen das Mittel, eine Breitenbestimmung zu machen, wenn der Himmel am Mittage bewölkt war, des Nachts aber klar ist.

2. Längenbestimmung. Die Bestimmung der geographischen Länge geht von der Tatsache aus, daß alle Punkte desselben Meridians dieselbe Ortszeit haben, da die Sonne (oder ein

[1]) Auch an den Äquinoktialtagen ist eine kleine Korrektion anzubringen, da die Sonne nur einen Augenblick genau im Äquator steht, und dieser Augenblick natürlich nicht der Mittag des betreffenden Ortes zu sein braucht.

Stern) für sie in demselben Augenblick durch den Meridian geht; ferner, daß die Ortszeit eines Längenkreises von der des nächsten Längenkreises um vier Zeitminuten verschieden ist, und zwar geht die Zeit des nächsten östlichen Meridians um vier Minuten *vor*, die des nächsten westlichen Meridians um vier Minuten *nach*. Eine Stunde Zeitdifferenz entspricht also 15 Längengraden. Es ist das die Folge davon, daß die Sonne in 24 Stunden (scheinbar) von Ost nach West um die Erde geht, also 360 Längengrade zurücklegt (360:24 = 15). Der *Längenunterschied zweier Orte*, also auch der Längenunterschied des Beobachtungsortes vom Anfangsmeridian (d. i. die geographische Länge), *wird daher bestimmt aus dem Unterschied der Ortszeiten der beiden Punkte*. Die Aufgabe besteht also aus zwei Prozeduren: a) Bestimmung der Ortszeit am Beobachtungsorte, b) Vergleich derselben mit der Ortszeit des Anfangsmeridians (oder eines Punktes, dessen Länge als bekannt angenommen wird).

a) *Die Bestimmung der Ortszeit* des Beobachtungsortes wird gleichzeitig mit der Breitenbestimmung vorgenommen, indem man den Zeitpunkt des Meridiandurchganges der Sonne oder eines Fixsternes mit der Uhr feststellt. Bei einem Stern muß dabei die Zeit bekannt sein, um welche seine Kulmination derjenigen der Sonne vorausgeht oder nachfolgt. Auf beiden Wegen kommt man zum *wahren Mittag* des Ortes. Wenn man am selben Orte bleibt, kann man auch statt des Meridiandurchganges sog. *korrespondierende Höhen* beobachten, d. h. die Zeitpunkte, an denen ein Gestirn eine bestimmte Höhe aufsteigend und dann wieder absteigend passiert; die Mitte zwischen diesen beiden Zeitpunkten ergibt den wahren Mittag, nachdem man bei der Sonne noch die Veränderung ihrer Deklination in der Zwischenzeit in Rechnung gezogen hat. Die Beobachtung korrespondierender Höhen gibt genauere Resultate, da die Veränderung der Höhe zur Zeit des Meridiandurchganges sehr gering ist. (S. oben S. 63.)

Der wahre Mittag ergibt aber noch nicht unmittelbar die Ortszeit, sondern man muß daraus erst durch Anbringung der „Zeitgleichung" den *mittleren Mittag* ableiten. Denn infolge der verschieden schnellen Fortbewegung der Erde um die Sonne im Laufe des Jahres — eine Folge der verschiedenen Entfernung der elliptischen Erdbahn von der Sonne — ist auch die Zeit zwischen zwei Meridiandurchgängen der Sonne nicht ganz gleich. (Fig. 22.

Die Erde rückt von einem Mittag des Punktes B bis zum nächsten Mittag von E_1 nach E_2; derweilen vollzieht sich eine Umdrehung der Erde nicht nur nach B_1 (Sterntag), sondern nach B_2 (wahrer Sonnentag); denn erst wenn B_2 erreicht ist, geht die Sonne wieder durch den Meridian von B. Der Winkel α aber ist verschieden groß, je nach der Geschwindigkeit der Bewegung der Erde von E_1 nach E_2.) Um diese Ungleichheit auszuschalten, rechnet man bekanntlich nicht nach der wahren Tageslänge, sondern nach dem „mittleren Tag" von 24 Stunden, der sich als Mittel der verschiedenen Tageslängen des Jahres ergibt. Beobachtet wird aber natürlich der „wahre" Mittag. Der Unterschied desselben vom mittleren Mittag steigt zeitweise bis zu 16 Min.

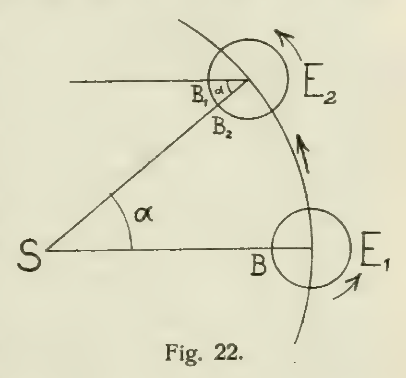


Fig. 22.

b) Vergleichung der Ortszeit mit der Zeit eines anderen Ortes oder des Anfangsmeridians (Normalzeit). In früheren Zeiten war man hierzu auf die Beobachtung von Himmelserscheinungen angewiesen, die als Zeitsignale verwendet werden können, da sie überall zur gleichen absoluten Zeit beobachtet werden. Verglich man die Zeit ihres Eintretens nach der Ortszeit verschiedener Orte, so ergab sich daraus der Zeitunterschied der letzteren. Dazu dienten die Mondfinsternisse, das einzige Mittel der Zeitvergleichung und Längenbestimmung bis zum Ende des Mittelalters. Seit der Erfindung des Fernrohres und der Entdeckung der Jupitermonde durch *Galilei* (1610) wurden deren Finsternisse benutzt, da diese sich viel häufiger ereignen. Seit dem Beginn der neueren Zeit wird auch die Methode der Mondabstände angewendet. Der Mond eilt durch seine Eigenbewegung der scheinbaren Drehung des Himmelsgewölbes voraus, geht also an den Fixsternen vorüber. Der Winkelabstand des Mondes von gewissen Sternen wechselt demnach; kennt man den Abstand des Mondes von einem Stern zu einer gewissen Normalzeit und bestimmt den Zeitpunkt dieses Abstandes nach Ortszeit, so ergibt sich der Zeitunterschied beider. Endlich kann man diesen auch in ähnlicher Weise aus der Bedeckung eines Sternes durch den Mond finden. Alle diese Methoden treten aber praktisch in den Hintergrund seit

der Erfindung der Chronometer, also zuverlässiger höchst genauer Uhren, vor etwa 150 Jahren. Seitdem führt insbesondere der Seefahrer in solchen Chronometern, die nach der Zeit des Anfangsmeridians gehen, diese Zeit beständig mit sich und kann mit ihr die gefundene Ortszeit jederzeit unmittelbar vergleichen. Nunmehr dienen jene astronomischen Beobachtungen fast nur noch zur Kontrolle der Chronometer selbst oder bei deren Beschädigung. Seit Erfindung des elektrischen Telegraphen ist auf dem Lande auch die exakte Längenbestimmung durch telegraphische Zeitübertragung möglich, indem an einem gewissen Zeitmoment nach Normalzeit ein Signal telegraphisch übermittelt wird. Die drahtlose Telegraphie ist in letzter Zeit auf Vermessungsexpeditionen mit großem Erfolg hierzu angewendet worden.

Aus dem Gesagten ist verständlich, daß, während Breitenbestimmungen schon im Altertum mit genügender Genauigkeit ausgeführt werden konnten und daher die Breitenlage der wichtigeren Punkte der bekannten Welt annähernd richtig festgelegt war, gute Längenbestimmungen bis in die neuere Zeit hinein fast unmöglich waren; denn die Mondfinsternisse waren zu seltene Erscheinungen, und vor allem fehlten genügende Zeitmeßinstrumente (Uhren). Man mußte sich daher meist mit annähernder Berechnung aus der Reisedauer zwischen zwei Punkten begnügen. Dies führte zu großen Fehlern in der geographischen Länge; so hat *Ptolemaios* die Längenausdehnung des Mittelmeeres ungemein überschätzt. Erst durch die Chronometer ist die Längenbestimmung der Breitenbestimmung annähernd gleichwertig geworden.

Anhang.

Zonenzeit.

Die Verschiedenheit der Ortszeiten brachte bei dem gewaltig gesteigerten Verkehr der Neuzeit bedeutende Unbequemlichkeiten mit sich. Daher wurde in manchen Staaten eine nationale Einheitszeit, wenigstens im Verkehrsleben eingeführt; neuerdings ist man in den meisten Kulturländern für das gesamte bürgerliche Leben zur Zonenzeit übergegangen. Die Erdoberfläche wird in Längszonen von je 15 Längengraden (= 1 Stunde Zeitdifferenz) eingeteilt; in jeder Zone gilt die Zeit des mittleren Meridians der Zone, so daß an den Grenzen diese Zeit von der Ortszeit um $^1/_2$ Stunde ver-

schieden ist. Beim Übertritt von einer Zone zur anderen hat man die Uhr um eine Stunde vorzurücken, wenn man ostwärts-, nachzustellen, wenn man westwärtsgeht. Als Mittelmeridian der ersten Zone, der westeuropäischen, dient der Meridian von Greenwich; diese Zone reicht also von $7^1/_2{}^0$ w. L. bis $7^1/_2{}^0$ ö. L. v. Gr.; es folgt nach Osten die mitteleuropäische Zone, von $7^1/_2$ bis $22^1/_2{}^0$ ö. L., Mittelmeridian 15^0 ö. L. (Stargard in Pommern), dann die osteuropäische Zone usf. Jedoch wird die Abgrenzung der Zeitzonen den politischen Grenzen angepaßt, so gilt z. B. die mitteleuropäische Zeit im ganzen Deutschen Reich, obwohl der westlichste Teil desselben in die westeuropäische Zone (bis 36 Min.), der östlichste in die osteuropäische (bis 31 Minuten Unterschied von der mitteleuropäischen Zeit) hinausreicht. Nach westeuropäischer Zeit rechnen Großbritannien, Niederlande, Belgien, Spanien; nach mitteleuropäischer Zeit Deutschland, Dänemark, Schweden, Norwegen, Schweiz, Italien, das bisherige Österreich-Ungarn, Serbien; nach osteuropäischer Zeit Rumänien, Bulgarien. Auch in Nordamerika und Australien ist Zonenzeit eingeführt. Dagegen halten Frankreich, Portugal, Griechenland, Rußland an ihren nationalen Zeiten, neben der Ortszeit, fest.

D a t u m s g r e n z e. Das Datum wechselt an jedem Ort um Mitternacht der Ortszeit (bzw. der Zonenzeit). Dieser Augenblick tritt aber an jedem Meridian zu anderer absoluter Zeit ein, und zwar nach Osten früher, nach Westen später. Wenn also an dem einen Orte um 11 Uhr 59 Min. abends noch z. B. der 1. Januar andauert, hat bereits an einem über 15′ östlich gelegenen Orte der 2. Januar begonnen. Dieser Unterschied summiert sich rings um die Erde bis zu einem vollen Tag. Während bei 0^0 Länge Mitternacht, z. B. vom 1. zum 2. Januar, ist, ist in 180^0 Länge Mittag, und es fragt sich, ob dies der Mittag des 1. Januar oder bereits der des 2. Januar ist? Wenn jemand ostwärts um die Erde segelt, ohne unterwegs seine Datumsrechnung zu ändern, so wird er, am Ausgangspunkt angelangt, in seiner Rechnung der dortigen Rechnung um einen Tag voraus sein, da ihm auf der Fahrt entgegen der täglichen scheinbaren Wanderung der Sonne der Abstand zwischen zwei Mitternächten weniger als 24 Stunden gedauert und er auf diese Weise bei der Erdumsegelung schließlich einen Tag gespart hat. Fährt er dagegen westwärts, so wird er bei der Rückkehr in seiner Rechnung um einen Tag nachhinken, da für ihn, mit der Sonne reisend, jeder

Tag etwas länger als 24 Stunden gedauert hat. Daraus folgt, daß man eine Grenze festsetzen muß, an der ein Datumswechsel eintritt, und als solche ist der 180° L. von Greenwich angenommen, der im Großen Ozean liegt und nur das wenig bewohnte Osthorn von Asien durchschneidet. An diesem 180° L. grenzt das westliche Datum an das östliche; ersteres ist dem letzteren um einen Tag voraus. Jedes östlich fahrende Schiff muß also hier einen Kalendertag doppelt zählen, jedes westlich fahrende Schiff einen Tag ausfallen lassen. Aus praktischen Gründen läßt man aber die Datumsgrenze an einzelnen Stellen von 180° L. etwas abweichen; so liegt sie anstatt im Tschuktschenlande in der Berings-Straße und läßt dafür die Aleuten östlich; ferner geht sie etwas östlich vom 180° L. zwischen Fidschi- und Tonga-Inseln sowie östlich der Kermadec- und Chatham-Inseln entlang.

Winkelmeß-Instrumente.

Wie wir sahen, beruht die geographische Ortsbestimmung im wesentlichen auf der Messung von Höhen der Gestirne, d. h. des Winkels zwischen dem Gestirn und der Horizontalen, senkrecht zu dieser gemessen. Dazu braucht man, ebenso zur Messung des Azimuts sowie zu sonstigen geodätischen Messungen auf der Erdoberfläche, Winkelmeßinstrumente, die im Laufe der Zeit außerordentlich vervollkommnet sind.

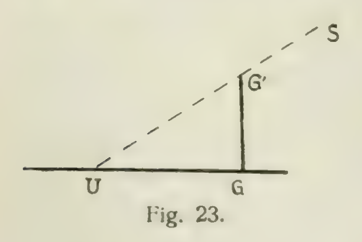


Fig. 23.

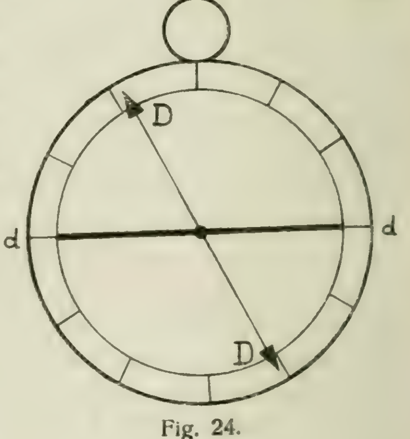


Fig. 24.

Im Altertum verwendete man zur Messung der jeweiligen Sonnenhöhe das Gnomon oder Schattenweiser (s. oben S. 24), einen senkrecht aufgestellten Stab oder Obelisk. In dem rechtwinkeligen Dreieck (Fig. 23) ist die Höhe des Gnomon GG′ bekannt; wenn man die Länge des Schattens GU, der durch die von S kommenden

Sonnenstrahlen geworfen wird, mißt, so ergibt sich daraus ∢ GUG', d. i. die jeweilige Sonnenhöhe. Außerdem dient das Gnomon, wie wir sahen, zur Feststellung der Richtung des Meridians, die gegeben ist durch die Richtung des Schattens im Augenblick, wo er (unter Mittag) am kürzesten ist; ferner dient er als Zeitmesser, indem er den Augenblick des Mittags (des kürzesten Schattens), als Sonnenuhr eingerichtet auch die übrigen Tagesstunden angibt. Mit dem Gnomon können nur Sonnenhöhen, nicht Sternhöhen, gemessen werden, außerdem ist er nicht transportabel. Auf Reisen, besonders auf dem Schiff, verwendete man im Altertum und Mittelalter das Astrolabium (Fig. 24); d. i. ein eingeteilter Kreis, den man, an einem Ring in der Hand haltend, senkrecht hängenließ; daran befindet sich ein drehbarer Durchmesser (Alhidade) DD, über den hin man das Gestirn einvisierte. Der Winkel zwischen der Alhidade und dem horizontalen Durchmesser dd ist der Höhenwinkel. Anstatt

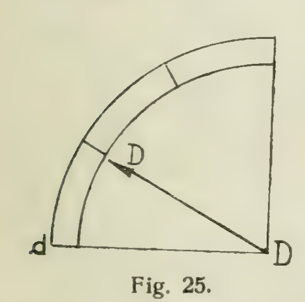


Fig. 25.

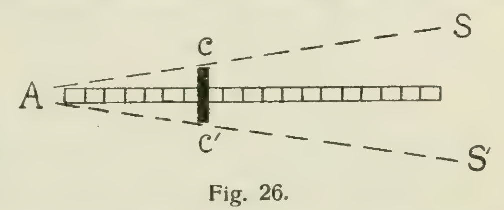


Fig. 26.

des Vollkreises genügt ein Viertelskreis (Quadrant, Fig. 25), der im Zeitalter der Entdeckungen in handlicherer Form umgestaltet war. Ein ganz anderes Instrument war der im 14. Jahrhundert eingeführte Jakobsstab (Fig. 26); an einem eingeteilten Stab bewegt sich, rechtwinkelig zu ihm, ein verschiebbarer Querstab CC'; man verschiebt ihn so, daß man über seine Enden die beiden Punkte (SS') einvisiert, deren Winkelabstand man messen will; dieser ergibt sich dann aus der Einteilung des Hauptstabes.

In der neueren Zeit sind diese Instrumente durch den 1731 erfundenen Spiegelsextanten verdrängt worden (Fig. 27). Ein Sechstel-Kreissektor trägt in seinem Mittelpunkt einen vertikal zur Ebene des Sektors stehenden, drehbaren Spiegel B, mit dem ein Zeiger (Alhidade) verbunden ist, der auf der eingeteilten Kreisperipherie spielt. Auf dem einen Schenkel des Sektors ist ein Fernrohr derartig fest angebracht, daß es auf einen festen Spiegel A auf dem anderen Schenkel blickt; der obere Teil dieses Spiegels ist aber durch-

sichtig. Die Ebene des Spiegels A ist parallel BN. Wenn man nun den Winkel zwischen den Punkten S und M messen will, so richtet man das Fernrohr (durch den durchsichtigen Teil des Spiegels A) auf M und bringt mit ihm durch Drehung der Alhidade und des Spiegels B das Spiegelbild von S zur Deckung, welches durch

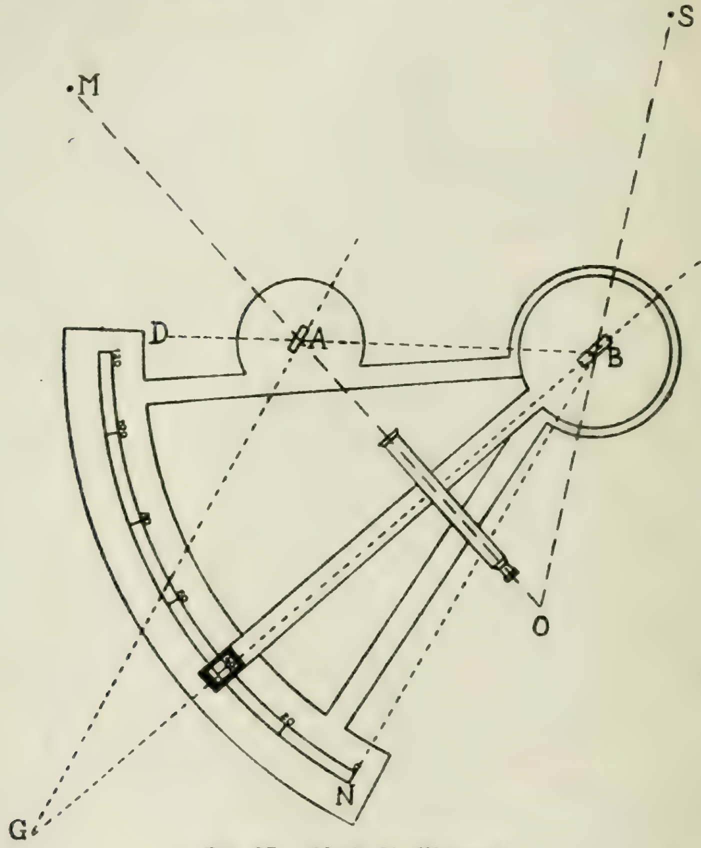


Fig. 27. (Nach *H. Wagner.*)

Spiegel B auf Spiegel A und von diesem in das Fernrohr geworfen wird. Der Winkel NBC ist dann = dem halben Winkel SOM. Diesen Winkel liest man an der Teilung ab. Das Instrument wird in der Hand gehalten. Wenn man daher die Höhe eines Sternes oder der Sonne messen will, blickt man mit dem Fernrohr auf den natürlichen Horizont und läßt das Bild des Sterns so einspiegeln, daß es in den Horizont fällt.

Wenn der natürliche Horizont nicht sichtbar ist, z. B. auf dem Lande, so ersetzt man ihn durch einen „künstlichen" Horizont (Fig. 28), eine spiegelnde Fläche (z. B. eine Schale mit Quecksilber); man bringt dann im Sextanten das direkt gesehene Bild des Sterns mit seinem Spiegelbild auf dem künstlichen Horizont zur Deckung. Der gefundene Winkel ist das Doppelte des Höhenwinkels SOH.

Auf dem schwankenden Schiff ist der Spiegelsextant noch heute in Gebrauch, da man dort einen auf Stativ stehenden Apparat, wie den Theodoliten, nicht gebrauchen kann. Dieser, der sich im 19. Jahrhundert allmählich als Universal-Winkelmeßinstrument entwickelt hat, dient dagegen heute auf dem Lande zu allen vorkommenden astronomischen und geodätischen Winkelmessungen. Auf einem Stativ ruht eine Platte, die man durch Libellen völlig horizontal stellen kann; auf dieser befindet sich ein horizontaler Teilkreis und mit ihm verbunden darüber ein vertikaler Teilkreis, an dem ein Fernrohr vertikal drehbar angebracht ist: Vertikalkreis und Fernrohr zusammen sind horizontal drehbar gegen den Horizontalkreis. Vermittels der beiden Kreise kann man jeden beliebigen vertikalen und horizontalen Winkel messen zwischen zwei Punkten, auf die man nacheinander das Fernrohr einstellt.

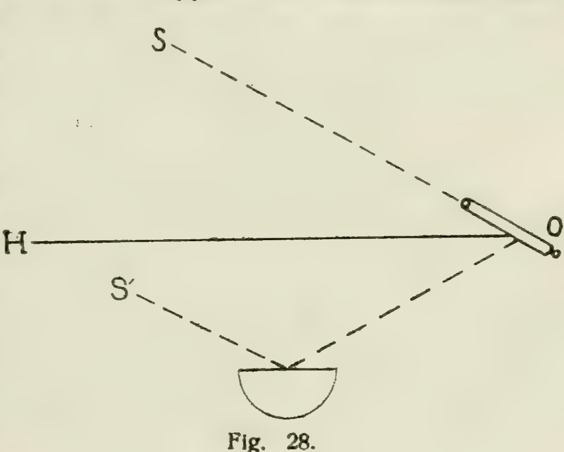


Fig. 28.

Korrektionen der Höhenwinkel.

Die gemessenen Höhenwinkel bedürfen noch einer Reihe von Korrektionen. Die dafür nötigen Tabellen findet man in den Ephemeriden.

1. Wenn man vom natürlichen Horizont aus mißt, muß man die Kimmtiefe (s. oben S. 51) vom Höhenwinkel abziehen.

2. Bei Sonne und Mond kann man nicht den Mittelpunkt einstellen, dessen Höhe man bestimmen möchte, sondern nur den

oberen oder unteren Rand. Man muß daher den Halbmesser der Scheibe hinzurechnen, der bei der Sonne zwischen 16′ 18″ und 15′ 45″, beim Mond zwischen 16′ 46″ und 14′ 43″ schwankt. (Reduktion auf den Mittelpunkt.)

3. Refraktion, astronomische Strahlenbrechung (Fig. 29). Die Lichtstrahlen werden beim Passieren der Atmosphäre gebrochen, und zwar nach unten, so daß das Gestirn, das wirklich in S steht, aber in S′ gesehen wird, zu hoch erscheint. Steht das Gestirn im Zenit, so ist die Ablenkung der Strahlen = 0; bei 45⁰ ist sie noch weniger als 1′, am Horizont aber etwa 35′; sie ist ferner vom Zustand der Atmosphäre abhängig. Man vermeidet wegen der starken Brechung Beobachtung von Gestirnen in der Nähe des Horizontes. Die Gestirne erscheinen infolge der Brechung länger über

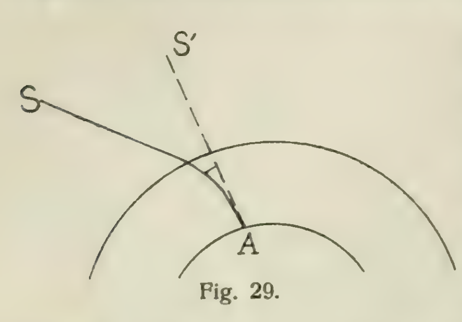


Fig. 29.

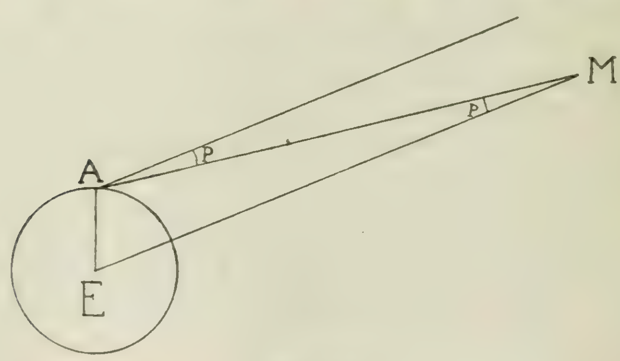


Fig. 30.

dem Horizont, als es tatsächlich der Fall ist. Der Betrag der Strahlenbrechung ist vom beobachteten Höhenwinkel abzuziehen.

Bei Beobachtung irdischer Objekte findet die terrestrische Strahlenbrechung statt. Der Strahl wird aus einem gradlinigen in einen flachen Kreisbogen, konkav gegen die Erde hin, verwandelt; auch hierdurch erscheint der Gegenstand zu hoch. Der Refraktionswinkel $\delta = \frac{a}{2R} \cdot k$. (a Abstand, R Erdradius, k Refraktions-

Koeffizient, welcher im Mittel 0,13 ist, aber abhängig vom Zustand der Atmosphäre.)

4. Parallaxe. Die Angaben der Ephemeriden über die Stellung der Gestirne gelten für den Mittelpunkt der Erde, für den „wahren" Horizont. Man muß daher den Abstand des Augenpunktes vom Erdmittelpunkt in Rechnung ziehen. Die „Höhenparallaxe" (Fig. 30) ist der Unterschied zwischen dem vom Erdmittelpunkt und dem von der Erdoberfläche aus geltenden Höhenwinkel. Bei den als unendlich weit anzusehenden Fixsternen ist $p = 0$; bei Sonne und Planeten nur wenige Sekunden, beim Monde bis zu 1^0.

c) Geodätische Ortsbestimmung und Vermessung.

Durch astronomische Ortsbestimmung kann nur eine beschränkte Anzahl von Punkten erheblichen Abstandes festgelegt werden. Sowohl für die Aufgaben der Gradmessung (s. oben) wie für die Festlegung zahlreicherer Punkte als Grundlage für die Kartenzeichnung muß die geodätische Ortsbestimmung und Vermessung hinzutreten, d. h. die Messung der Richtungen und Abstände in Längenmaß auf der Erdoberfläche selbst. Sie hat sich an die astronomisch fixierten Punkte anzuschließen.

Die Messung größerer Strecken durch Schrittzählen ist sehr ungenau, durch Aneinanderlegen von Längenmaßstäben überaus langwierig und auch wenig genau. Seit *Snellius* (1617) wird daher die exakte Vermessung auf trigonometrischem Wege durch Triangulation ausgeführt, welche die Längenmessung möglichst durch die viel leichtere und genauere Winkelmessung ersetzt. Sie geht von dem Satz aus, daß in einem Dreieck, in dem eine Seite und zwei Winkel bekannt sind, auch der dritte Winkel und die beiden übrigen Seiten bekannt sind. Man bedeckt das zu vermessende Land mit einem Netze von Dreiecken (I. Ordnung), deren Eckpunkte voneinander sichtbar, durch Signale bezeichnet werden. Dann braucht man nur eine Seite eines der Dreiecke, die sog. Basis, mit größtmöglicher Genauigkeit durch Längenmaß zu messen und ihre geographische Breite und Länge sowie ihr Azimut genau festzustellen. Die Basis wählt man 5—10 km lang; ihre Länge wird bis zu $\frac{1}{200000}$ genau bestimmt (also auf 10 km höchstens ein Fehler von 5 cm). Von den Enden der Basis aus werden dann die anliegenden Winkel des Basisdreiecks gemessen, daraus ergeben sich die Längen der beiden

anderen Seiten des Basisdreiecks, und von diesen aus schreitet dann die Messung zu den anliegenden Dreiecken und so von Dreieck zu Dreieck fort, und zwar nur noch als Winkelmessung (Fig. 31, nach *H. Wagner;* AB die Basis). Die Seiten der Dreiecke I. Ordnung werden 20—50 km lang gewählt; in Einzelfällen aber viel länger, z. B. wenn man zur Verbindung zweier Dreiecksnetze über ein Meer hinwegmessen muß. So hat man zwischen Spanien (Gipfel des Mulahacen) und Algerien über 270 km hinwegvisiert, vermittels nächtlicher elektrischer Lichtsignale. -- In die Dreiecke I. Ordnung werden dann kleinere II. Ordnung (6 bis 10 km Seitenlänge), in diese III. Ordnung usf. eingeschaltet. Selbstverständlich sind bei der Berechnung zahlreiche Korrektionen vorzunehmen, vor allem ist die Krümmung der Erdoberfläche zu berücksichtigen. Auf diese Weise erhält man die genaue Lage einer großen Zahl von Punkten. Zugleich ist damit eine trigonometrische Höhenmessung von einem Punkt zum andern (durch vertikale Höhendreiecke) verbunden. Näheres s. *Wagner* S. 93ff. (Fig. 32. Die Höhenlage von A sei bekannt, ferner durch das Dreiecksnetz die Entfernung $AB' = a$. $\sphericalangle \alpha$ wird gemessen. Dann ist $h = a \cdot \tan \alpha$.)

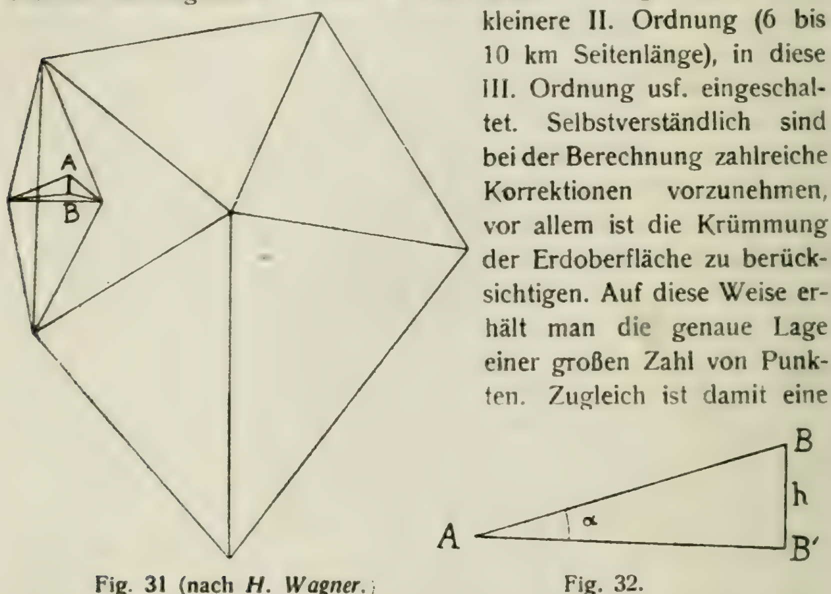


Fig. 31 (nach *H. Wagner.*) Fig. 32.

Die trigonometrischen Höhenmessungen eines Landes werden auf einen Nullpunkt bezogen, dessen Höhenlage wieder sehr genau mit anderen Nullpunkten, besonders mit einem Normalpegel an der Meeresküste verglichen werden muß, um die Höhe über dem Meere aller Punkte des Netzes zu gewinnen. Zur Verbindung der Nullpunkte und zu anderen Aufgaben, wo es auf exakte Höhenbestimmung eines Linienzuges ankommt, dient das N i v e l l e m e n t: in fortlaufender

Reihe wird von einem Punkte des Geländes der nächste, höchstens 40—50 m entfernte und durch eine senkrechte Meßlatte bezeichnete Punkt mit einem genau horizontal gestellten Fernrohr einvisiert und an der Meßlatte der Höhenunterschied abgelesen.

Weit bequemer, wenn auch viel weniger genau, als diese geodätischen Höhenmessungen, ist die barometrische Höhenmessung, die den Vorzug hat, daß sie ohne weitere Vorrichtungen an jedem Punkte von einem einzelnen Beobachter vorgenommen werden kann. Bei weitem die meisten Höhen auf der Erde sind daher durch diese Methode bestimmt. Jedoch kann sie erst in dem Abschnitt „Atmosphärenkunde" erläutert werden.

Die trigonometrische Vermessung liefert nur eine Zahl von Fixpunkten, zwischen denen nun die eigentliche Kartenaufnahme das Flächenbild zu zeichnen hat. (Topographische Aufnahme.) Auch hierbei werden wieder möglichst zahlreiche Punkte trigonometrisch, wenn auch mit einfacheren Hilfsmitteln, nach Lage und Höhe festgelegt, das übrige zeichnerisch eingetragen. Bei den genauen Landesaufnahmen der Kulturstaaten bedient man sich des sog. Meßtisches, eines in verschiedener Weise vervollkommneten Apparates, der im wesentlichen ein Zeichentisch ist, an dem eine Kippregel angebracht ist. Dieses Instrument ermöglicht es, die Gegenstände der Umgebung nach Richtung und Entfernung mechanisch auf das Papier einzutragen. Der Meßtisch wird in der Landschaft auf einem Fixpunkt aufgestellt, die Umgebung, besonders auch die Isohypsen (Höhenlinien) gezeichnet, dann wird er zu einem anderen Fixpunkt gebracht usf. Es entstehen auf diese Weise die Originalaufnahmekarten, die sog. Meßtischblätter, die in vielen Kulturstaaten als genaueste topographische Karten im Druck herausgegeben werden. (So die Meßtischblätter der preußischen Landesaufnahme und anderer deutscher Bundesstaaten in 1 : 25 000.) Durch Verkleinerung und Generalisierung dieser Aufnahmekarten werden dann die Karten kleineren Maßstabes, bis zu den Atlaskarten, hergestellt. Vielfach wird jetzt bei Kartenaufnahmen auch die Photographie benutzt, indem man durch photographische Aufnahmen derselben Gegend von verschiedenen Standpunkten aus mit besonders eingerichteten Apparaten eine geometrisch richtige Wiedergabe erreicht. (Photogrammetrie.)

Derartig genaue trigonometrische Vermessungen und topographische Aufnahmen, die in einem größeren Lande tausende von

Blättern ergeben, können nur vom Staate durch einen Stab von Berufsgeodäten und -topographen in jahrzehntelanger Arbeit ausgeführt werden und liegen daher bis jetzt nur in den Kulturstaaten vor. In dem größten Teil der Erde beruht das Kartenbild auf viel ungenauerer Aufnahme durch einzelne Reisende. Diese müssen sich naturgemäß meist mit viel einfacherer Methode begnügen: die Itinerar- oder Routenaufnahme. Abgesehen von der später zu besprechenden barometrischen Höhenmessung gebraucht die Itineraraufnahme keine anderen Instrumente als einen Routenkompaß (einen Kompaß mit Diopter oder Visiervorrichtung) zur Messung des Azimuts (der Richtungen), und eine gewöhnliche Taschenuhr. Allerdings müssen in Gegenden, wo genügende nach Breite und Länge festgelegte Fixpunkte nicht vorhanden sind, von Zeit zu Zeit astronomische Ortsbestimmungen gemacht werden. Die Itineraraufnahme geht so vor sich: Der Reisende mißt vom Ausgangspunkte an ununterbrochen bei jeder Änderung der Wegerichtung mit dem Kompaß das Azimut seines Weges und notiert die Zeit der Ankunft an jeder dieser Stellen sowie die Dauer aller Aufenthalte. Selbstverständlich muß die Mißweisung der Magnetnadel berücksichtigt werden. Die Länge jeder Wegstrecke wird aus der Zeitdauer des Marsches und durch Schätzung der Geschwindigkeit berechnet. Diese Schätzung ist Sache der Übung, gibt aber doch ganz gute Ergebnisse. Alle anderen Hilfsmittel (Schrittzähler u. dgl.) zur Bestimmung der zurückgelegten Entfernung haben sich nicht bewährt. Außerdem werden vom Wege aus möglichst viele Peilungen (d. h. Azimutmessungen) seitwärts gelegener Objekte gemacht; dadurch werden vielfach Dreiecke gewonnen, die zur Festlegung dieser Objekte dienen. Von Aussichtspunkten aus werden Panoramen mit Peilungen aufgenommen. Das übrige Kartenbild wird nach dem Augenmaß gezeichnet. Am Schluß der Reise wird die Route konstruiert, d. h. die Teilstrecken zusammengesetzt, zwischen Fixpunkte eingespannt, die Fehler ausgeglichen. Selbstverständlich sind die Ergebnisse je nach der Übung und der Beobachtungsgabe des Reisenden sehr verschieden. Im großen und ganzen entsteht aber auf diese Weise ein zwar nicht exaktes, aber doch in der Hauptsache richtiges Bild entlang dem zurückgelegten Wege. Aus den verschiedenen vorliegenden Itinerarien wird dann die Gesamtkarte des Landes konstruiert, indem die Lücken nach Möglichkeit interpoliert werden.

Küstenvermessungen sind von den verschiedenen Kriegs-

marinen, insbesondere der britischen, an fast allen Küsten der Erde, allerdings mit sehr verschiedener Genauigkeit ausgeführt worden. Bei oberflächlicher Aufnahme und Unzugänglichkeit des Landes geschehen sie von dem langsam an der Küste vorüberfahrenden Schiffe oder Boote aus nach Art der Itineraraufnahmen, mit möglichst zahlreichen Peilungen auffallender Objekte des Landes. Bei genauer Vermessung wird ein Dreiecksnetz am Lande angelegt und die Einzelheiten durch Abschreiten der Küste aufgenommen. Die Ergebnisse sind in den Seekarten niedergelegt, welche auch möglichst zahlreiche Tiefenlotungen enthalten, vom Lande aber im allgemeinen nur dasjenige, was von der See aus gesehen werden kann.

Bestimmung des zurückgelegten Kurses und des Schiffsortes zur See. Während auf dem Lande der Reisende Itineraraufnahmen nur zum Zweck der Herstellung einer Karte vornimmt, ist der Seemann genötigt, auf jeder Fahrt über offenes Meer seinen Weg aufzunehmen, um stets zu wissen, wo er sich befindet. Zu diesem Zwecke wird möglichst an jedem Mittag die Breite und Länge des Schiffsortes durch Sonnenhöhenbeobachtung, also astronomisch, bestimmt, oder wenn dies wegen Trübung nicht möglich ist, nächtliche Beobachtung an Fixsternen zu Hilfe genommen. Da man aber auch in der Zwischenzeit über den Ort des Schiffes auf dem Laufenden bleiben will, auch oft tage- und wochenlang Bewölkung astronomische Beobachtung verhindert, so wird neben der astronomischen Ortsbestimmung („observiertes Besteck") noch eine fortlaufende Berechnung des zurückgelegten Weges („gegißtes Besteck") nach Art der Itineraraufnahme ausgeführt. Dabei wird die Richtung des Kurses durch den Schiffskompaß, die Geschwindigkeit durch Schätzung oder (seit dem 16. Jahrh.) durch das Log bestimmt. Dieses ist in seiner einfachsten Form eine Holzscheibe, die an einem Rande beschwert ist, so daß sie sich im Wasser senkrecht stellt; sie wird an einer Leine befestigt am Hinterteil des Schiffes über Bord geworfen und bleibt infolge ihrer vertikalen Stellung an der Stelle, wo sie ins Wasser gelangt ist, stehen, während die Leine vom fahrenden Schiffe aus entsprechend nachgelassen wird. Die Schnelligkeit, mit welcher die Leine abläuft, ergibt die Geschwindigkeit der Fahrt. Um die Messung zu erleichtern, sind in der Leine gleichabständige Knoten angebracht, deren Ablauf man nur zu zählen braucht, und zwar ist ihr Abstand ein solcher, daß die Zahl der ablaufenden Knoten in der Minute der Zahl der Seemeilen entspricht, die das Schiff in

der Stunde zurücklegt. Daher der Ausdruck: das Schiff segelt n Knoten, d. h. n Seemeilen in der Stunde. In der Neuzeit ist diese primitive Vorrichtung ersetzt durch das Patentlog, eine kleine Flügelschraube, die vom Schiffe bei der Fahrt an einer Leine nachgezogen und dabei durch den Widerstand des Wassers in Drehung gebracht wird; je schneller die Fahrt, desto schneller die Drehung, die durch die Leine auf ein Zählwerk an Bord übertragen wird. Kurs und Logrechnung werden regelmäßig in das „Logbuch" eingetragen.

Bestimmung des einzuschlagenden Weges zwischen zwei Punkten der Erdoberfläche. Diese Aufgabe wird praktisch nur dem Seemanne gestellt, der über das offene Meer nach einem entfernten Punkt segeln will. Wäre die Erdoberfläche eine Ebene, so würde er selbstverständlich den kürzesten Weg zwischen den beiden Punkten A und B, nämlich die gerade Linie, einschlagen. Auf der Kugeloberfläche ist aber der kürzeste Weg zwischen zwei Punkten der Bogen des größten Kreises, der durch die beiden Punkte geht, den man die Orthodrome nennt; dieser Bogen ist aus dem sphärischen Dreieck (Fig. 33) zu berechnen, das gebildet wird aus dem Bogen AB und den beiden Meridianen von A und B. Der Bogen des größten Kreises schneidet aber alle zwischen A und B liegenden Meridane in einem verschiedenen Winkel, so daß der Kurs, d. h. das Azimut des Weges des auf ihm segelnden Schiffes, fortdauernd verändert und neu berechnet werden müßte. Das ist so unbequem, daß man das Segeln auf der Orthodrome (oder „recht-" oder „gradläufig") nur in der Neuzeit anwendet, wenn dabei eine große Ersparnis erzielt wird, d. i. bei Dampfern auf sehr großen Strecken.

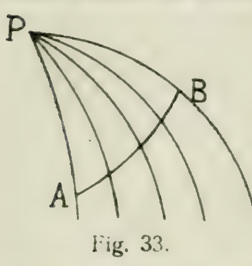


Fig. 33.

Der gewöhnlich und seit alters gewählte Weg zwischen zwei Punkten ist dagegen der, welcher alle Meridiane in gleichem Winkel schneidet, wobei also der Kurs (Azimut, Winkel zwischen Meridian und Weg) unverändert bleibt. Man nennt ihn die Loxodrome („schiefläufige" Richtung); es ist nicht der kürzeste Weg, sondern eine doppelt gekrümmte Kurve, die bei weiterer Verfolgung über den Punkt B hinaus eine Spirale bildet, die sich mehr und mehr dem einen Pol (dem Nordpol, wenn die Richtung eine nördliche Komponente, dem Südpol, wenn sie eine südliche Komponente hat) nähert, ohne ihn je zu erreichen. Orthodrome und Loxodrome zwi-

schen zwei Punkten fallen nur dann zusammen, wenn beide Punkte auf demselben Meridian oder auf dem Äquator liegen; denn Meridian und Äquator sind größte Kreise, also Orthodrome, und schneiden zugleich die Meridiane in gleichem Winkel (der Meridian mit 0°, der Äquator mit 90°). Dagegen erfüllen Breitenkreise diese Bedingung nicht; wenn man zwischen zwei auf demselben Breitenkreis gelegenen Punkten diesem folgt, so segelt man schiefläufig, nimmt nicht den kürzesten Weg. Ein Breitenkreis ist daher eine Loxodrome, aber keine Orthodrome.

Bei dem Segeln auf der Loxodrome hat also der Schiffer bei der Abfahrt ein für allemal seinen Kurs festzusetzen, d. h. die Himmelsrichtung seiner Fahrt, und diesen dann möglichst beizubehalten. Dieser Kurs ergibt sich von selbst, wenn beide Punkte auf demselben Meridian oder auf demselben Breitenkreise liegen. Ist das aber nicht der Fall, so ist die Berechnung des Azimuts nicht ganz einfach. Dagegen bieten Karten in der von *Gerhard Mercator* († 1594) zuerst angewendeten Mercatorprojektion das einfachste Mittel, den Kurs graphisch zu ermitteln. Diese Projektionsart hat den Vorzug, daß die Loxodrome auf ihr als gerade Linie erscheint, so daß man, um den Kurs zwischen zwei Punkten zu finden, nur nötig hat, auf einer Mercatorkarte beide Punkte durch eine Gerade zu verbinden; der Winkel dieser Geraden mit den Meridianen gibt das Azimut des Kurses. Aus diesem Grunde sind alle Seekarten in Mercatorprojektion gezeichnet.

(Das Wesen der Mercatorprojektion besteht in folgendem: alle Breitenkreise sind parallele Gerade, alle Meridiane sind parallele Gerade rechtwinkelig zu den Breitenkreisen. Während sich auf dem Globus die Meridiane gegen die Pole hin immer mehr nähern, bleibt ihr Abstand auf der Mercatorkarte derselbe, wird also polwärts immer mehr zu groß. Im selben Maße aber, als dies geschieht, werden auf der Mercatorkarte die Breitenkreise auseinandergerückt, so daß in jeder Gradmasche das Verhältnis des Breiten- zum Längengrade das richtige und die Karte w i n k e l t r e u ist. Da nun die Loxodrome auf der Kugel alle Meridiane im gleichen Winkel schneidet, schneidet sie auch auf der Mercatorkarte die Meridiane in gleichem Winkel, und da diese parallel sind, bildet die Loxodrome eine gerade Linie.

Die Mercatorkarte wird infolge ihrer Winkeltreue und der Gradlinigkeit ihres Gradnetzes besonders auch für Weltkarten benutzt,

bei denen es auf Winkeltreue ankommt, z. B. bei Isothermenkarten u. dgl., wo der richtige Verlauf der Linien zu den Breiten- und Längenkreisen die Hauptsache ist. Dagegen hat sie den Nachteil einer gewaltigen Flächenvergrößerung gegen die Pole hin. Sie kann überhaupt nicht bis zu den Polen ausgedehnt werden, da sich ja auf ihr die Meridiane erst in der Unendlichkeit schneiden.)

E. Die Abbildung der Erdoberfläche in der Ebene.

Die Abbildung der Erdoberfläche geschieht durch die Karte. Die Aufgabe zerfällt in zwei Teile: 1. Die Kartenprojektion; es ist die Kunst, die gekrümmte Erdoberfläche in verkleinertem Maßstabe auf die Ebene zu projizieren, und zwar durch Übertragung des Netzes von Breiten- und Längenkreisen; 2. die Zeichnung des Karteninhalts im Anschluß an das Koordinatennetz: Kartenlehre im engeren Sinne.

Kartenprojektion. Bekanntlich ist es nicht möglich, die Kugel- oder Sphäroidoberfläche völlig getreu in der Ebene abzubilden. Von den drei Erfordernissen einer getreuen Abbildung: Längentreue, Winkeltreue, Flächentreue, läßt sich die erste niemals völlig erreichen, von den beiden anderen immer nur eine, nicht beide zusammen. Es zerfallen daher die Projektionsarten in winkeltreue und in flächentreue, wobei die Fehler in den beiden anderen Erfordernissen möglichst klein oder auf unwesentliche Teile der Karte beschränkt sein sollen; d. h. die nicht zu vermeidende Verzerrung des Kartenbildes gegenüber der Natur ist nach Größe und Art möglichst unschädlich zu machen; ferner gibt es Projektionen, die weder winkel- noch flächentreu sind, bei denen aber die Fehler in zwei oder drei Erfordernissen gering sind.

Die Wahl unter den Hauptgruppen sowie unter den zahlreichen Projektionsarten, welche ihnen angehören, richtet sich nach verschiedenen Gesichtspunkten:

1. Der Größe des darzustellenden Gebietes; je größer dasselbe ist, desto unangenehmer wird die Verzerrung. Am stärksten tritt sie bei Karten der ganzen Erde hervor.

2. Lage des darzustellenden Gebietes: ob in der Nähe des Pols, des Äquators oder in einer Zwischenlage.

3. Gestalt des darzustellenden Gebietes, ob es rundlich, oder im Sinne der Breitenkreise oder der Längenkreise gestreckt ist.

4. Zweck der Karte; die eigentliche geographische Karte unterscheidet sich in dieser Hinsicht von den Karten, welche bestimmte Erscheinungen darstellen sollen, wie klimatische, statistische Karten, oder bestimmten praktischen Erfordernissen dienen (z. B. Seekarten). Je nach diesen Zwecken wird man Winkeltreue oder Flächentreue vorziehen, während bei den eigentlichen geographischen Karten möglichste Kleinheit aller Fehlerarten das wichtigste ist.

Für die Wahl einer Projektionsart kommt aber auch die größere oder geringere Schwierigkeit der Konstruktion in Betracht. Man wird in manchen Fällen eine leichtere Konstruktion vorziehen, selbst wenn sie weniger zweckentsprechend ist, als eine schwierig zu konstruierende Projektionsart.

Auf diese allgemeinen Bemerkungen, welche nur die Aufgabe der Projektionslehre kennzeichnen sollen, wollen wir uns hier beschränken. Im übrigen lassen wir diesen rein technischen Abschnitt fort mit dem Hinweis auf die treffliche Übersicht in *H. Wagners* Lehrbuch sowie auf die verschiedenen besonderen Darstellungen der Kartenprojektion und Kartenlehre.

III. Allgemeine physische Geographie.

A. Allgemeines.

Die allgemeine physische Geographie hat es nicht allein mit bleibenden Tatsachen zu tun, sondern mit einer großen Zahl von natürlichen Vorgängen, welche die tatsächlichen Verhältnisse der Erdoberfläche verursacht haben und sie fortdauernd verändern. Die Erklärung der geographischen Tatsachen muß sich gründen auf das Verständnis dieser Vorgänge an der Erdoberfläche; und wenn man Statik und Dynamik der Erdoberfläche unterscheiden kann, so dürfen diese doch in einer Darstellung, die erklärend sein will, nicht etwa in verschiedene Kapitel getrennt, sondern immer eng verknüpft werden. Die Vorgänge wiederum sind geleitet von Kräften, die einer Anzahl von Kraft-(Energie-)Quellen entstammen. Diese sind:

1. Magnetismus, Elektrizität, Radioaktivität der Erde; ihre Wirkungen auf die geographischen Erscheinungen sind kaum bekannt, auch wohl nicht bedeutend.

2. Die Anziehungskraft der Erde, die Schwerkraft. Sie ist als wichtige Komponente an allen Vorgängen der Erdoberfläche beteiligt. Selbständig löst sie Vorgänge nur dann aus, wenn durch einen anderen Vorgang das vorher bestehende Gleichgewicht gestört, also z. B. einem Körper die Unterlage geraubt ist. Die Verschiedenheit der Schwerkraft (plus Fliehkraft) auf der Erdoberfläche ist zu gering (s. oben S. 26), um für unsere Zwecke in Betracht zu kommen. Wir können praktisch die Schwerkraft an der Erdoberfläche als gleich ansehen.

3. Die Anziehungskraft von Sonne und Mond, die nach der Stellung derselben auf verschiedene Teile der Erdoberfläche verschieden stark ist; sie hat einen begrenzten Wirkungskreis; vor allem erzeugt sie die Gezeiten.

4. Kosmische Niederschläge auf der Erde (Meteoriten-

fälle u. dgl.); in der Jetztzeit der Erdgeschichte von untergeordneter und bestrittener Wirkung.

5. Chemische Kräfte, die den verschiedenen Stoffen innewohnen. Ausgelöst durch das Zusammentreffen bisher getrennter Stoffe, besonders unterstützt von Wärme und Feuchtigkeit, veranlassen sie sehr wichtige Vorgänge in der Erdkruste und an ihrer Oberfläche.

6. Sonstige Kräfte des Erdinnern, in ihrem Wesen kaum bekannt, aber von gewaltiger Wirkung auf die Verschiebungen in der Erdkruste und auf die Gestalt der Erdoberfläche. Wahrscheinlich ist die wichtigste dieser Kräfte die innere Erdwärme und ihre Veränderung; dazu kommen vielleicht Verschiebungen im Erdinnern durch astronomische Ursachen, ferner durch Kristallisations- und Ausscheidungsvorgänge verschiedener Art.

7. Die Sonnenstrahlung, die Hauptkraftquelle, die von außen auf die Erdoberfläche wirkt. Sie erzeugt die wechselnde Erwärmung der Erdoberfläche und der Atmosphäre und die Luftdruckunterschiede, diese wieder die Winde und ihre Wirkungen: Meeresströmungen, Wellen; ferner die Zirkulation des Wassers: Verdunstung, Niederschlag, Abfluß; Strömen und Schwimmen des Eises. Auch die Verwitterung ist wesentlich ihr Werk. Endlich ist das gesamte organische Leben in der Hauptsache umgesetzte Sonnenenergie. Alle diese von der Sonnenkraft erzeugten oder abhängigen Vorgänge haben wieder die tiefgreifendsten Folgen aufeinander und auf die Formung der Erdoberfläche.

8. Die Rotation der Erde. Sie erzeugt die Fliehkraft, die aber nur als Komponente der Schwerkraft wirkt. Da die Rotation alle Gegenstände auf der Erde und in der Atmosphäre gleicherweise betrifft, vermag sie keinerlei Vorgänge oder Veränderungen an der Erdoberfläche selbständig zu veranlassen. Wohl aber hat sie einen wichtigen Einfluß auf durch andere Kräfte hervorgerufene Bewegungen. Alle Bewegungen auf der rotierenden Erde werden aus ihrer Richtung abgelenkt, und zwar nach rechts (im Sinne der Bewegung) auf der nördlichen, nach links auf der südlichen Halbkugel. Dieses Gesetz ist von grundlegender Bedeutung, vor allem für die Bewegungen in der Atmosphäre. In Wirklichkeit allerdings handelt es sich dabei nicht um eine besondere Kraft, die durch die Rotation auf den bewegten Körper einwirkt, sondern nur um eine Folge des Träg-

heitsgesetzes, indem der bewegte Körper seine Richtung im Raume beizubehalten strebt und dadurch in eine andere relative Richtung zur rotierenden Erdoberfläche kommt. Wir beschränken uns hier auf eine ganz elementare Veranschaulichung der Ursache der Ablenkung[1]). Sie setzt sich aus zwei Faktoren zusammen:

a) Die lineare Geschwindigkeit der Rotation nimmt mit dem Umfang der Breitenkreise ab; daher kommt ein sich polwärts bewegender Körper in Breiten mit geringerer Rotationsgeschwindigkeit hinein und eilt daher vermöge der mitgebrachten größeren Rotationsgeschwindigkeit der sich von W nach O drehenden Erdoberfläche voraus; umgekehrt kommt ein äquatorwärts bewegter Körper in Breiten mit größerer Rotationsgeschwindigkeit hinein und bleibt gegen die sich drehende Erdoberfläche zurück. Das Ergebnis ist in beiden Fällen eine relative Ablenkung nach rechts auf der nördlichen, nach links auf der südlichen Halbkugel. Gewöhnlich beschränken sich die elementaren Lehrbücher auf diese (von *Hadley* 1735 gegebene) Erklärung, da sie ohne weiteres leicht verständlich ist; sie trifft aber nur einen untergeordneten Teil der Erscheinung. Denn nach diesem Faktor wäre die Größe der Ablenkung abhängig vom Azimut der Bewegung; sie wäre am größten, wenn die Bewegung im Sinne des Meridians vor sich geht, sie wäre um so kleiner, je kleiner die meridionale Komponente der Bewegung. Bei Bewegung im Sinne der Breitenkreise wäre die Ablenkung = 0, da ja dann der bewegte Körper immer auf einer Linie gleicher Rotationsgeschwindigkeit bleibt. In Wirklichkeit beobachtet man aber, daß die Ablenkung nahezu unabhängig vom Azimut der Bewegung ist; demnach kann dieser Faktor der Ablenkung nur untergeordnet mitwirken.

b) Beibehaltung der Richtung im Raume. Ein Körper wird auf der nördlichen Halbkugel von A nach B (Fig. 34) in Bewegung gesetzt; das Azimut dieser Richtung (Winkel gegen den Meridian MN) sei $\sphericalangle \alpha$. Während die Bewegung ausgeführt wird, bringt die Rotation den Meridian MN in die Lage M'N. Diese bildet also einen Winkel zur ursprünglichen Meridianrichtung, während die Bewegungsrichtung von A durch die Rotation parallel mit sich selbst verschoben wird; der Körper gelangt also nicht nach B' (wohin jetzt B gekommen ist) sondern nach b'; das Azimut ist größer geworden: α' anstatt α; die Bewegung ist nach rechts abgelenkt. Letzteres gilt für jede Bewegungsrichtung; z. B. (Fig. 35) wenn die Bewegung annähernd südlich ist, kommt der

[1]) Die genauere Ableitung s. Sprung, Lehrbuch der Meteorologie 1885.

Körper von A nach b′ (A′b′ parallel AB), anstatt nach B′, wieder Ablenkung nach rechts; oder (Fig. 36) für die Bewegung nach Ost. —

Dagegen auf der südlichen Halbkugel konvergieren die Meridiane nach Süd: Wie Fig. 37 ergibt, die man sich für verschiedene Bewegungsrichtungen ergänzen kann, findet hier bei jeder Richtung eine Ablenkung nach links statt.

Das Maß der Ablenkung infolge der Erdrotation ist in einer Sekunde $\alpha = 2 v \omega \sin \varphi$ (v ist die Geschwindigkeit der bewegten Maße, ω die konstante Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, φ die geographische Breite). Das Azimut der Bewegungsrichtung

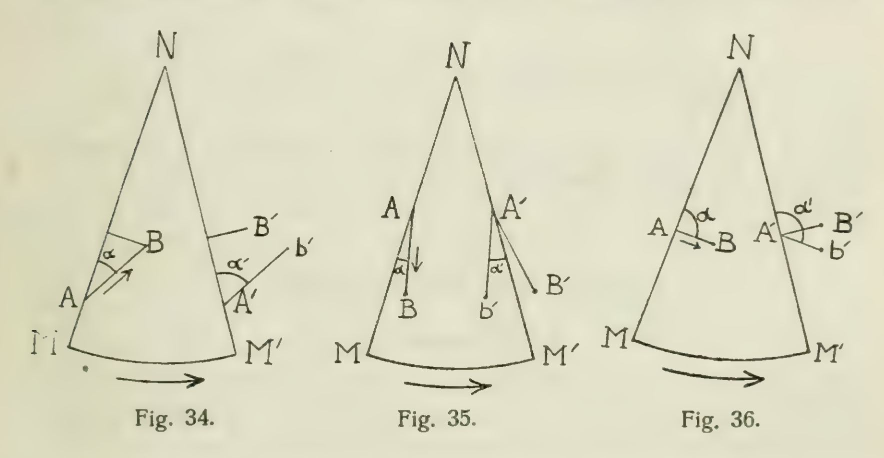


Fig. 34. Fig. 35. Fig. 36.

ist für die Ablenkung gleichgültig, dagegen wächst diese a) mit der Geschwindigkeit der Bewegung; daraus ergibt sich, daß sie für langsame Bewegungen, wie Meeresströmungen, die meisten Flüsse u. dgl. wenig in Betracht kommt, dagegen sehr stark für schnelle Winde; b) mit dem Sinus der geographischen Breite; daraus ergibt sich die geographisch sehr wichtige Folge, daß am Äquator selbst gar keine Ablenkung stattfindet — denn die Meridiane sind am Äquator einander parallel, werden daher auch durch die Rotation parallel mit sich selbst verschoben, verändern also ihren Winkel zu irgendeiner Richtung nicht — daß in der Nähe des Äquators die Ablenkung noch sehr gering ist, daß sie andererseits am Pol ihr Maximum erreicht; hier beträgt die Drehung innerhalb 24 Stunden einen vollen Kreis. Unter einem vom Pol (P, Fig. 38) aus über die Erdoberfläche hin nach B in Bewegung gesetzten Körper wird (reibungslose Bewegung und eine Zeitdauer der Be-

wegung von 24 Stunden vorausgesetzt) die Rotation innerhalb 24 Stunden alle Meridiane hindurchführen, so daß der bewegte Körper schein-

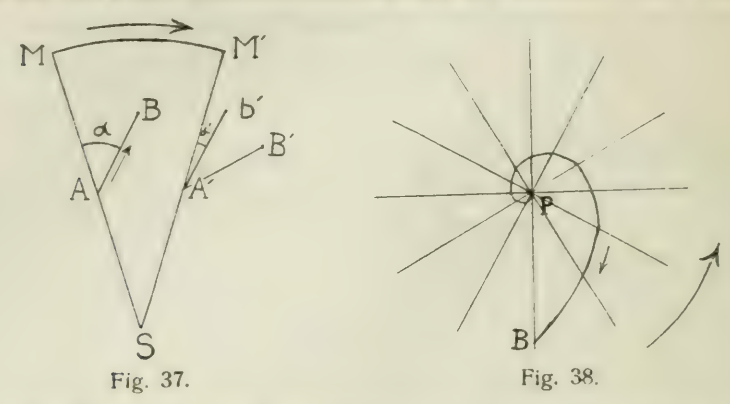


Fig. 37. Fig. 38.

bar (in Beziehung auf die Erdoberfläche) eine Spirale von P nach B beschreibt. (Man vergleiche den bekannten *Foucault*'schen Pendeldelversuch.)

B. Atmosphärenkunde.

1. Allgemeines.

Die Lehre von der Atmosphäre wird eingeteilt in zwei Wissenschaften, die *Meteorologie* und die *Klimatologie*, die naturgemäß beide aufs engste zusammenhängen.

Die Meteorologie — vom griechischen Metéora, die Erscheinungen über der Erde — behandelt die Eigenschaften und Vorgänge der Lufthülle, und zwar an sich, ohne Rücksicht auf ihre geographische Verbreitung, sie arbeitet mit physikalischen Methoden und ist ein Zweig der Physik. Die Klimatologie behandelt dagegen das *Klima* der Erdräume und Orte. Unter Klima verstehen wir die *für eine Stelle der Erdoberfläche wesentlichen* atmosphärischen Erscheinungen, das sind diejenigen, die dort häufiger oder beständig auftreten und von bedeutendem Einfluß auf die Natur der Erdstelle sind. Die allgemeine Klimatologie schreitet dann von den Einzelklimaten zum klimatischen Gesamtbild der Erde fort; sie kann daher auch als Lehre von der geographischen Verbreitung der wesentlichen atmosphärischen Erscheinungen bezeichnet werden. Die Klimatologie arbeitet mit geographischen und statistischen Methoden und ist ein Teil der Geographie.

J. Hann, der Altmeister der Atmosphärenkunde, definiert den Begriff Klima, und daher auch die Klimatologie, etwas anders. „Unter Klimatologie verstehen wir die Lehre von dem durchschnittlichen Verlaufe der Witterungserscheinungen, oder von den mittleren Zuständen der Atmosphäre an den verschiedenen Punkten der Erdoberfläche, namentlich in ihren Beziehungen zum organischen Leben." (Lehrbuch der Meteorologie, 3. Aufl., S. 1.) Diese Begriffsbestimmung erscheint uns nicht passend, da auch manche Erscheinungen, die in den Mittelwerten nicht zum Ausdruck kommen, zum Klimabild eines Ortes gehören können. Das führt uns zu einem kurzen Hinweis auf den Sinn und Zweck der Mittelwerte in der Atmosphärenkunde.

Die beständig wechselnden atmosphärischen Zustände eines Ortes (Wärme, Feuchtigkeit usw.) werden durch zahlreiche Einzelbeobachtungen festgelegt, die den Zustand in einem bestimmten Augenblick oder in einem kurzen Zeitraum wiedergeben. Bei der Beschränktheit der menschlichen Auffassungsgabe ist es aber nicht möglich, aus allen diesen Einzelbeobachtungen unmittelbar ein Bild der klimatischen Besonderheit eines Ortes zu gewinnen, sondern zu diesem Zwecke faßt man sie in zeitliche Gruppen zusammen und berechnet daraus einen Mittelwert; also z. B. die Temperaturgrade dreier Beobachtungen eines bestimmten Tages werden addiert und durch die Zahl der Beobachtungen geteilt; daraus ergibt sich das Temperaturmittel dieses Tages. (Etwa $10^0 + 15^0 + 12^0 = 37^0 : 3 = 12{,}3^0$ Mittel.) Aus den Tagesmitteln eines Monats wird das Mittel dieses Monats, z. B. des Januar 1920, gewonnen, durch Addierung aller Tagesmittel geteilt durch die Zahl der Tage; aus den Monatsmitteln ergeben sich wieder Mittel für die Jahreszeiten eines bestimmten Jahres[1]) sowie das Mittel des ganzen Jahres. Um nun aber die Zufälligkeiten des einzelnen Jahrganges zu eliminieren, schreitet man von den Mitteln aus einem Jahrgang fort zu langjährigen Mitteln. Man bildet das Mittel für jeden Kalendertag aus den Mitteln der gleichnamigen Kalendertage aller Jahre, aus denen Beobachtungen vorliegen, also z. B. aus allen 1. Januaren von 50 Jahren das fünfzigjährige Mittel des 1. Januars usf. Ebenso langjährige Monatsmittel, Jahreszeitmittel, endlich Jahresmittel. Vielfach werden auch die Mittel der einzelnen Beobachtungstermine berechnet, also z. B. die Mittel von

[1]) Als meteorologische Jahreszeiten zu drei Monaten gelten die Zeiten 1. Dezember bis 28. Februar (Winter), 1. März bis 31. Mai (Frühjahr) usw.

8 Uhr morgens, von 1 Uhr mittags usf. Gerade die langjährigen Mittel dienen als wichtigste Grundlage der klimatischen Darstellung.

Man darf aber nicht vergessen, daß die Mittelwerte, besonders die langjährigen, nicht reale Zustände wiedergeben, sondern nur rechnerische Abstraktionen sind. Realitäten sind nur die Einzelbeobachtungen. Vor allem erhellt das daraus, daß ganz verschiedene Einzelwerte dasselbe Mittel ergeben können; z. B. ein Tagesmittel von 15⁰ kann herstammen aus 13⁰, 17⁰, 15⁰, aber auch aus 5⁰, 25⁰, 15⁰, kann also ganz verschiedene Temperaturgänge verdecken; ein Monatsmittel von 10⁰ kommt einem Monat zu, dessen Tagestemperaturen tatsächlich alle nahe bei 10⁰ liegen, aber auch einem Monat, der in einer Hälfte Tagesmittel von 15⁰, in der anderen Hälfte von 5⁰ gehabt hat, so daß das Mittel von 10⁰ vielleicht keinem einzigen Tage wirklich zukam. Daher braucht auch der Mittelwert keineswegs dem durchschnittlichen Verhalten zu entsprechen. Ein anderes Beispiel: Im Mittelmeerklima ist der Juli meist ganz regenlos; alle paar Jahre aber ereignet sich einmal im Juli ein heftiger Gewitterregen, der so viel Niederschlag liefert, daß das langjährige Julimittel der Niederschlagshöhe, sagen wir, 10 mm beträgt. Und doch waren vielleicht neun Julis regenlos, ein Juli dagegen hatte 100 mm Niederschlag, kein einziger dagegen 10 mm. Die gewöhnliche Regenlosigkeit des Juli wird also durch die Mittelbildung verschleiert. Andererseits kommen Erscheinungen, die für das Klima eines Ortes sehr wichtig sind, auch bedeutende wirtschaftliche Folgen haben, z. B. die Taifune für die Inselwelt im SO Asiens, in den langjährigen Mittelwerten nicht zum Ausdruck, wenn sie verhältnismäßig selten auftreten oder an wechselnden Terminen. Allbekannt ist in Mitteleuropa der fast jährlich eintretende Kälterückfall im Mai, den der Volksglaube mit den drei „Eisheiligen", 11.—13. Mai, verbindet. Er ist durch seine Fröste eine für die Landwirtschaft sehr wichtige Eigentümlichkeit unseres Klimas. Dennoch kommt er in den langjährigen Mittelwerten der Maitage gar nicht zum Ausdruck, weil er tatsächlich im Laufe der Jahre in jedem Teile des Mai auftritt, keineswegs häufiger am 11.—13., wie an anderen Tagen; wenn man daher für die einzelnen Tage des Mai langjährige Mittel bildet, kommt darin der Kälterückfall nicht zum Vorschein, da er eben durch die Mittelbildung ausgeglichen wird. Wer aber daraus schließt, daß der Kälterückfall im Mai eine Fabel sei, widerspricht den Tatsachen.

Es ergibt sich also, daß die Mittelwerte keineswegs immer einem „mittleren Zustand" entsprechen — den es in Wirklichkeit meist gar nicht gibt — und daß die Mittelbildung ein uns durch die Unvollkommenheit unseres Verstandes aufgenötigtes Hilfsmittel ist, um zu einer Übersicht zu gelangen, daß dieses Hilfsmittel nur beschränkten Wert und viele Mängel hat, deren man sich bewußt bleiben muß, um gegebenenfalls auf die Einzelbeobachtungen, die allein Tatsachen sind, zurückzugreifen. Die Mittelwerte sind Mittel zum Zweck, aber nicht der Zweck selbst, und können nicht als Inhalt der Begriffe Klima und Klimatologie aufgefaßt werden. —

Man hat neuerdings auch versucht, an Stelle oder neben den Mittelwerten die klimatischen Tatsachen durch einen anderen Wert, den sog. Scheitelwert darzustellen, welcher den vorherrschenden Zustand zum Ausdruck bringen soll. Jedoch ist diese Methode noch nicht über interessante Versuche hinaus gediehen. —

Klimatologie zu betreiben ohne Kenntnis der Meteorologie ist unmöglich. Wir können z. B. nicht die geographische Verbreitung des Regens verstehen, wenn wir nicht wissen, unter welchen Bedingungen sich Regen bildet. Daher müssen wir in unserer Darstellung die Meteorologie, soweit nötig, mit der Klimatologie verflechten.

Mit Tatsachen und Fragen der Atmosphärenkunde hat sich schon das Altertum vielfach beschäftigt, besonders *Aristoteles*, *Theophrast*, *Hippokrates*. Im Mittelalter ging *Albert d. Gr.* vielfach über *Aristoteles* hinaus. Eine eigentliche Wissenschaft ist aber die Atmosphärenkunde erst in der neueren Zeit geworden. Das Zeitalter der großen Entdeckungen lieferte eine Fülle neuer Erfahrungen und zum ersten Male einen Überblick über die Klimate der ganzen Erde. Aber eine exakte Beobachtung ermöglichte doch erst die Erfindung der beiden wichtigsten meteorologischen Instrumente, des Thermometers (um 1600—1610, wahrscheinlich auf Anregung *Galileis*) und des Barometers (durch *Torricelli* 1643). Im 18. Jahrhundert begann die Anhäufung einer Fülle von Beobachtungen mit diesen Instrumenten, der erst im 19. Jahrhundert die systematische Verarbeitung folgte. Der hauptsächliche Begründer der Klimatologie ist *Alex. v. Humboldt*, der die Mittelwerte zugrunde legte und in den Isothermen (1817) eine Veranschaulichungsmethode der Wärmeverteilung erfand, die dann allmählich auch auf die anderen klimatischen Werte Anwendung fand. Ihm folgte als hervorragendster Meteorologe und Klimatologe

Heinr. Dove (geb. 1803, † 1879), der ein gewaltiges Tatsachenmaterial sammelte und besonders auch den Einzelerscheinungen und den Abweichungen vom Mittel Aufmerksamkeit zuwandte. Ein großer Fortschritt war die allmählich in fast allen Ländern durchgeführte staatliche Organisation des Beobachtungsdienstes in den Kulturländern, sowie auf der See durch die hydrographischen Ämter und Institute (Deutsche Seewarte in Hamburg); endlich gegen Ende des 19. Jahrhunderts die zunehmende Erforschung der höheren Luftschichten durch Ballonfahrten, unbemannte Ballons, Drachen u. dgl. Von den neueren Bearbeitern des Gesamtstoffes seien genannt der Norweger *Mohn* (†), der Russe *Woeikoff* (†) und der Deutsch-Österreicher *Julius Hann*, dem wir die beiden verbreitetsten Handbücher der Atmosphärenkunde verdanken. Aber auch französische, englische und amerikanische Forscher haben sich große Verdienste erworben.

2. Zusammensetzung und Ausdehnung der Atmosphäre. Abnahme des Luftdruckes mit der Höhe. Barometrische Höhenmessung.

Die Lufthülle umgibt die Erde allseitig und gleichmäßig und nimmt an der Rotation in gleichem Maße wie der feste Erdkörper teil. Sie bedingt die Bewohnbarkeit unseres Planeten für Organismen.

Die untere Grenzfläche der Atmosphäre ist die Oberfläche des Meeres und des Landes. Letztere hat ihren tiefsten Punkt am Toten Meere (394 m unter Meer), ihren höchsten im Gaurisankar im Himalaya (8840 m), besitzt also Höhenunterschiede bis zu rund 9000 m. In die Höhe des Luftmeeres sind bemannte Ballons bis etwa 12 000 m, unbemannte, mit selbstregistrierenden Instrumenten versehene Ballons bis 30 000 m gelangt. Von den noch höheren Schichten der Luft gibt uns nur das Licht Kunde.

Die atmosphärische Luft besteht aus einer Mischung mehrerer Gase. Die Zusammensetzung in der Nähe der Erdoberfläche ist annähernd konstant, und zwar, in trockenem Zustande, in Volumprozenten: Stickstoff 78,06; Sauerstoff 20,90; Argon 0,94; Kohlensäure 0,03; dazu kommen noch geringe Mengen von Wasserstoff, Neon, Helium u. a. Der Wasserdampfgehalt ist sehr schwankend und wird in einem besonderen Abschnitt dargestellt werden. Von den konstituierenden Gasen sind Stickstoff und Argon wenig, da-

gegen Sauerstoff und Kohlensäure stark chemisch-aktiv und daher Träger zahlreicher chemischer Veränderungen und des organischen Lebens. Die Kohlensäure ist das schwerste, der Stickstoff das leichteste dieser vier Gase. Noch viel leichter sind Helium und Wasserstoff. Der Kohlensäuregehalt schwankt etwas; er ist stärker bei Nacht als am Tage, auf dem Lande stärker als über dem Wasser. Im Innern der Städte ist erheblich mehr Kohlensäure vorhanden. Der Kohlensäuregehalt ist abhängig vom organischen Leben, indem die Pflanzen Kohlensäure aus der Atmosphäre aufnehmen, die Tiere sie ausatmen; große Mengen von Kohlensäure werden durch die Vulkane und durch Kohlensäurequellen in die Atmosphäre gebracht, während sie andererseits wieder durch Verbindung mit mineralischen Stoffen zu Karbonaten in die Gesteinskruste der Erde übergeht. Es ist also wahrscheinlich, daß der Kohlensäuregehalt der Luft innerhalb längerer Zeiträume veränderlich ist. Auch die übrigen Gase stehen im Austausch mit den Gesteinen und Organismen.

Ein stark wechselnder Bestandteil ist das Ozon, eine energischere Abart des Sauerstoffs, das sich, wie es scheint, durch Gewitter, aber auch durch die Sonnenstrahlung in der Atmosphäre bildet. In den Städten ist der Ozongehalt gering. Von Wichtigkeit ist das Vorkommen von Ammoniak, Salpetersäure und salpetriger Säure in geringen Mengen in der Luft, wahrscheinlich durch elektrische Entladungen gebildet; sie werden durch das Regenwasser, besonders stark in den gewitterreichen Tropen, herabgebracht und liefern so eine natürliche Stickstoffdüngung des Bodens.

Soweit Menschen hinaufgelangt sind, bleibt die prozentuale Zusammensetzung der Luft mit der Höhe unverändert. Jedoch nimmt selbstverständlich mit der Verdünnung der Luft in der Höhe die absolute Menge des Sauerstoffs immer mehr ab. Das führt zu der bekannten Bergkrankheit, welche die einzelnen, aus der Tiefe aufsteigenden Menschen in recht verschiedenen, aber immer bedeutenden Höhen befällt. Bei den Hochballonfahrten muß die Bemannung durch künstliche Sauerstoffatmung am Leben erhalten werden. Bei 13 000 m Höhe scheint die Grenze des tierischen Lebens erreicht zu sein. In größeren Höhen dürfte sich auch die prozentuale Zusammensetzung der Luft durch stärkere Beteiligung der leichteren Gase (also Zurücktreten des Sauerstoffs) ändern. In 50 km Höhe wird ein Sauerstoffgehalt von nur 10,3 Volumprozent berechnet. In den obersten Schichten der Atmosphäre hat die Spektralanalyse viel

Helium und Wasserstoff, die leichtesten Gase, nachgewiesen. Wir werden auf die Zusammensetzung der oberen Schichten zurückkommen.

Die Luft enthält mancherlei Verunreinigungen: gasige Zersetzungsprodukte (Kohlenwasserstoffe u. a.), mikroskopische Organismen, Rauch, Staub. Über dem Meere ist die Luft verhältnismäßig rein; auch nach oben nimmt die Verunreinigung ab. Der Regen reinigt die Luft, so daß diese nach Regenfall ziemlich frei von Verunreinigung ist. In trockenen Gegenden beladet sich dagegen die Luft oft sehr stark mit Staub, der durch die aufsteigende Luftbewegung, sowie dadurch, daß die Staubkörnchen durch die Sonnenstrahlen stärker erhitzt werden als die Luft und sich daher mit einer dünneren Luftschicht umgeben, bis in bedeutende Höhen verbreitet wird. Es entsteht dadurch in trockener, heißer Jahreszeit eine optische Trübung der Atmosphäre, der Staubnebel (calina in Spanien). In Wüsten wirbeln Stürme mit aufsteigender Bewegung oft gewaltige Massen von Staub auf: die gefürchteten Staubstürme (Samum). Diese Staubmassen werden in höheren Schichten der Atmosphäre oft weithin verfrachtet, um dann als Staubfälle niederzugehen. So ist der Atlantische Ozean im W der Sahara ein Schauplatz häufiger starker Staubfälle. Am 9.—12. März 1901 zog sich ein aus der Sahara stammender Staubfall über fast ganz Europa bis zum Ural hin. Rötliche Farbe des Staubes bedingt sog. „Blutregen", der früher abergläubische Furcht erregte. Vulkanausbrüche schleudern zuweilen große Massen feinster Asche in die hohen Luftschichten, wo sie sich über die ganze Erde verbreiten, monate-, ja jahrelang schwebend bleiben und die sog. Dämmerungserscheinungen (stundenlanges, buntfarbiges Leuchten des Himmels nach Sonnenuntergang) hervorrufen, so vor allem der Ausbruch des Krakatao (Sundainseln) im August 1883. Wald- und Steppenbrände erfüllen die unteren Luftschichten auf weite Entfernung hin mit Rauch. Der früher in Mitteleuropa häufige, sehr lästige „Höhenrauch" oder „Harrauch" war durch das, jetzt untersagte, Abbrennen der Moore in NW-Deutschland und Holland verursacht. Besonders stark mit Rauch und Staub verunreinigt ist die Luft der Großstädte und Industriebezirke; tritt in diesen feuchter Nebel auf, so vereinigen sich dessen Wassertröpfchen mit den Rauch- und Rußpartikelchen zu einem fast undurchsichtigen, gelblichen „Stadtnebel". Besonders berüchtigt ist diese Erscheinung in London,

wo häufig der Straßenverkehr dadurch völlig gehindert wird, aber auch andere Großstädte, besonders feucht gelegene Hafenstädte (Hamburg) werden davon heimgesucht.

G e w i c h t u n d D i c h t e d e r A t m o s p h ä r e. Infolge der Zusammendrückbarkeit der Luft ist ihre Dichte am Boden des Luftmeeres am größten und nimmt nach oben gesetzmäßig in geometrischer Progression ab, d. h. die Luft wird nach oben immer dünner. Im Meeresniveau wiegt ein Kubikmeter trockener Luft bei 0^0 1,293 kg; ihr spezifisches Gewicht ist daher 0,0013. Der Luftdruck wird bekanntlich gemessen durch das B a r o m e t e r; in diesem wird dem Gewicht einer durch die ganze darüberliegende Mächtigkeit der Atmosphäre reichenden Luftsäule das Gleichgewicht gehalten durch eine Quecksilbersäule von gleichem Durchmesser, deren oberes Ende in einem luftleeren Raum liegt, daher keinen Gegendruck erleidet. Entsprechend dem viel höheren spezifischen Gewicht des Quecksilbers ist die Länge der Quecksilbersäule sehr klein gegenüber derjenigen der Luftsäule. Die Länge der Quecksilbersäule, die der Luft das Gleichgewicht hält, heute gewöhnlich in mm ausgedrückt, ist das Maß des Luftdrucks. Es zeigt sich nun, daß im Mittel dieser Luftdruck im Meeresniveau 760 mm beträgt; das nennen wir den Druck „einer Atmosphäre", eine Größe, die als Druckmaß vielfach Verwendung findet (z. B. bei Dampfkesseln). Das gibt ein Gewicht der gesamten Atmosphäre von 5,11 Trillionen kg, oder $^1/_{272}$ des Gewichtes der Ozeane, ungefähr $^1/_{1170000}$ der Erdmasse.

Für die Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe gelten das *Mariotte*sche Gesetz (1679): bei gleicher Temperatur ist die Dichte der Gase umgekehrt proportional dem auf sie lastenden Druck, und das *Gay-Lussac*sche Gesetz (1802): alle Gase dehnen sich durch die Wärme gleich stark aus, und zwar um $^1/_{273}$ des Volumens für 1^0C. Danach ist der Luftdruck in jeder Höhe zu berechnen, wenn die Temperatur bekannt ist, und umgekehrt kann man aus dem Luftdruck auf die Höhe schließen, also vermittels des Barometers die Höhe messen. Schon *Halley* (1686) hat das Grundgesetz der b a r o m e t r i s c h e n H ö h e n m e s s u n g gefunden, und zwar gilt die Grundformel $h_2 - h_1 = k$ (log nat B_1 — log nat B_2). Dabei sind h_2 die Höhe einer oberen, h_1 einer unteren Station, deren Höhenunterschied man bestimmen will; k eine Konstante (gleich dem Verhältnis des Luftdrucks am Meeresspiegel zur Dichte der Luft daselbst), B_1 und B_2 die Barometerstände der beiden Beobachtungs-

stationen. Auf *Brigg*sche Logarithmen umgerechnet lautet die Formel:

$$h_2 - h_1 = 18400 \cdot \log \frac{B_1}{B_2}.$$

Diese Formel gilt für trockene Luft bei 0 °C. Es ist daran die Korrektion für die Temperatur anzubringen. Nach dem *Gay-Lussac*-schen Gesetz ist $v = v_0 (1 + \alpha t)$, (v = Volumen der Luft; v_0 = Volumen bei 0°; t die Temperatur, α der Ausdehnungskoeffizient $^1/_{273}$). Als Temperatur der Luftsäule nimmt man das Mittel zwischen den Temperaturen der unteren (t_1) und der oberen Station (t_2). Dann lautet die Höhenformel:

$$h_2 - h_1 = 18400 \log \frac{B_1}{B_2} \left(1 + \alpha \frac{t_1 + t_2}{2}\right).$$

Weitere Korrektionen berücksichtigen den Wasserdampfgehalt und die Verschiedenheit der Schwere nach der geographischen Breite und nach der Höhe. Sie sind weniger wichtig und können hier übergangen werden. Es ergeben sich folgende Zahlen für einige ausgewählte Höhen (bei 0 ° Temperatur).

Höhe in m	Barometer-Stand in mm	Höhenstufe[1]) in m
0	760	10,8
1000	673	11,9
2000	593	13,5
3000	523	15,2
5000	409	19,6
7000	319	25,2

Man beachte das Wachsen der Höhenstufe mit der Höhe; d. h. je höher, desto mehr muß man steigen, um das Barometer um 1 mm fallen zu sehen. In 5000 m hat man schon beinahe die Hälfte der Luftmasse unter sich. In noch größeren Höhen dürften folgende Zahlen gelten: in 10 km Höhe 198 mm Druck, in 20 km 41 mm, in 100 km nur noch 0,0067 mm. Doch sind hier die Werte unsicher wegen des Einflusses der leichten Gase.

A u s f ü h r u n g b a r o m e t r i s c h e r H ö h e n m e s s u n g e n. Wie bereits gesagt, sind die meisten Höhenwerte auf der Erde durch

[1]) D. h. der Höhenunterschied, der einem Millimeter Barometer-Unterschied entspricht.

barometrische Messung gewonnen. An Stelle des sehr genauen, aber unbequemen und zerbrechlichen Quecksilberbarometers wird dazu jetzt fast ausschließlich das 1847 erfundene Aneroïd-Barometer verwendet, das bekanntlich aus einer luftleeren Metalldose besteht, die je nach der Stärke des Luftdrucks mehr oder weniger zusammengedrückt wird; dieser Unterschied der Zusammendrückung überträgt sich auf einen Zeiger. Die Skala des Aneroïds wird durch Vergleichung mit einem Quecksilberbarometer hergestellt und lautet daher auf Millimeter-Luftdruck, obwohl die Teilung nicht Maß-Millimetern zu entsprechen braucht. Wegen seiner geringen Größe ist das Reise-Aneroïd sehr bequem, aber es ist wenig zuverlässig, da es sehr empfindlich gegen Stoß ist und auch sonst launenhaften Veränderungen seines Standes unterliegt. Es muß daher vor und nach der Reise sorgfältig geprüft und seine Standkorrektionen festgestellt, unterwegs sehr vorsichtig behandelt werden. Aus denselben Gründen muß der Reisende mehrere Aneroïde zur Kontrolle mitnehmen und sie möglichst oft untereinander und mit Quecksilberbarometern vergleichen.

Ein anderes, sehr zuverlässiges und genaues Instrument zur Feststellung des Luftdrucks ist das Siedethermometer. Bekanntlich erhöht und erniedrigt sich der Siedepunkt des Wassers mit dem Luftdruck, so daß man aus der Temperatur des kochenden Wassers den Luftdruck mit großer Sicherheit entnehmen kann. Eigens hergestellte, sehr genau eingeteilte Thermometer werden in praktisch konstruierten Kochapparaten in destilliertem Wasser gekocht. Da dies Verfahren immerhin umständlich ist, liegt sein Hauptwert in der gelegentlich unterwegs vorzunehmenden Kontrolle der Aneroïde.

Außer dem Luftdruck braucht man für die Höhenmessung unbedingt die Temperatur (s. die Formel S. 94). Es muß daher bei jeder Beobachtung auch die wahre Lufttemperatur (Schattentemperatur) abgelesen werden; es geschieht dies durch das Schleuderthermometer (s. S. 110). Es bleibt aber immer eine Fehlerquelle übrig, welche auch durch die sorgfältigste Feststellung des Luftdrucks und der Temperatur nicht beseitigt werden kann: die Schwankung des Luftdrucks. Wenn ich an zwei Punkten den Luftdruckunterschied festgestellt habe, so weiß ich nicht, wieviel davon auf den Höhenunterschied, wieviel auf eine etwaige zwischenzeitlich vor sich gegangene Veränderung des Luftdrucks kommt. Zur möglichsten Einschränkung dieser Ungewißheit muß man in der Nähe eine Station haben, wo dauernd ein Quecksilberbarometer ab-

gelesen oder ein Registrierbarometer in Gang gehalten wird. Vor allem aber ist es notwendig, daß die Ablesungen während einer ganzen Reise zusammenhängend in kürzeren Pausen, namentlich auch an Fixpunkten (z. B. am Meeresspiegel), vorgenommen werden. Vereinzelte Ablesungen sind wertlos.

Schließlich muß nach der Reise die Berechnung der Höhen nach wissenschaftlichen Methoden, auf die nicht näher eingegangen werden kann, sorgfältig vorgenommen werden; dabei bedient man sich der „barometrischen Höhentafeln", welche die Höhenunterschiede für gewisse Luftdrucke, Temperaturen usw. fertig berechnet enthalten. Es ergibt sich aus dem Gesagten, daß die barometrische Höhenmessung eine eigene Kunst ist, und daß es nicht genügt, einfach ein beliebiges Aneroïd abzulesen, oder gar die an dessen Rand (leider) angegebenen Höhenzahlen, die schon allein wegen Vernachlässigung der Temperatur wertlos sind, niederzuschreiben. Infolge Unkenntnis dieser Grundsätze liefern viele Reisende falsche Höhenzahlen, die dann oft noch lange auf den Karten figurieren. Es muß ausdrücklich davor gewarnt werden, sich ohne eingehende Vorbereitung mit barometrischer Höhenmessung zu befassen. Die Genauigkeit selbst guter barometrischer Höhenmessungen darf übrigens nicht überschätzt werden. Eine Genauigkeit über 10 Meter hinaus kann nicht verbürgt werden, so daß die Angabe der Einer bei Höhenzahlen wenig Zweck hat. Diese Genauigkeit genügt aber für die meisten geographischen Zwecke durchaus.

Schichtung und obere Grenze der Atmosphäre. Nach oben geht die Atmosphäre durch allmähliche Verdünnung in den mit äußerst dünner Materie erfüllten Weltraum über; es ist auch anzunehmen, daß die Rotationsgeschwindigkeit in den obersten Schichten abnimmt und in den ruhenden Weltraum übergeht. So ist keine obere Grenze der Atmosphäre vorhanden, sondern die Frage kann nur so gestellt werden: Von welchen Höhen haben wir noch Anzeichen von Wirkungen der Luft? Ferner erhebt sich die Frage, ob sich in den großen Höhen die Zusammensetzung der Atmosphäre ändert?

Man hat neuerdings erkannt, daß die Atmosphäre aus mehreren Schichten besteht, die an ihren Grenzen ziemlich schnell ineinander übergehen. Die von bemannten Ballons durchfahrene unterste Schicht, deren Zusammensetzung wir geschildert haben, ist die sog. Troposphäre, die in etwa 11 km Höhe in die Stratosphäre

übergeht. Die erstere hat ihren Namen davon erhalten, daß in ihr die Luftmassen in vertikalem Austausch stehen; auf sie sind die Wolkenbildung und fast alle meteorologischen Erscheinungen beschränkt. Die Stratosphäre („geschichtete" Sphäre), welcher der vertikale Austausch fehlt, ist nur in ihrem unteren Teil durch unbemannte Ballons erforscht. Sie besteht im wesentlichen aus demselben Gasgemenge, nur mit stärkerer Beteiligung der leichteren Gase, so daß wir Tropo- und Stratosphäre als „Stickstoffatmosphäre" zusammenfassen können. In etwa 70 km Höhe folgt wieder eine Schichtgrenze und darüber (nach *A. Wegener*) eine Wasserstoffatmosphäre, die hauptsächlich aus diesem leichten Gase besteht. Die Grenze von 70 km ist die größte Höhe, aus der uns Dämmerungslicht zukommt; an ihr finden Schallreflexionen statt (Phänomen der weiten Hörbarkeit von Explosionen), an ihr befanden sich seit 1885 eine Reihe von Jahren hindurch die merkwürdigen leuchtenden Nachtwolken, die in höheren Breiten beobachtet wurden — wahrscheinlich durch die Eruption des Krakatao 1883 emporgeschleuderter Wasserdampf — und deren Höhe trigonometrisch auf 70—83 km festgestellt wurde. In der Wasserstoffatmosphäre, deren Höhe bis etwa 200 km angenommen wird, spielt sich das Leuchten der Sternschnuppen ab, indem der Wasserstoff beim Durchlaufen des Meteoriten zusammengepreßt glühend wird. Die Höhe dieses Leuchtens der Sternschnuppen ist trigonometrisch zwischen 150 und 80 km bestimmt worden. Beim Eindringen in die Stickstoffatmosphäre erlöschen oder platzen die Meteoriten. Über 200 km folgt aber noch eine äußerst dünne Gasschicht, in welcher die Polarlichter in einer zu 400—500 km gemessenen Höhe ihren Sitz haben. Hypothetisch wird das Gas dieser obersten Schicht mit dem Koronium der Sonne verglichen und Geokoronium von *A. Wegener* genannt. Von größeren Höhen als 500 km kommt uns kein Anzeichen einer Atmosphäre zu. Es ist also die Mächtigkeit der Gashülle nur etwa $^1/_{12}$ des Erdradius.

3. Wärme.

a) Das solare Klima.

Licht und Wärme auf der Erdoberfläche und in der Atmosphäre beruhen auf der Sonnenstrahlung, da diejenige der übrigen Weltkörper für uns geringfügig ist, auch die innere Erdwärme, in-

folge der schlechten Wärmeleitung der Erdkruste, nur in verschwindendem Maße an der Erwärmung der Erdoberfläche beteiligt ist. Ohne die Sonnenstrahlung würde die Erdoberfläche dunkel und so kalt wie der Weltraum sein.

Der Betrag der Sonnenstrahlung, der in die Atmosphäre hineinkommt, ist schwer zu bestimmen, da ein nach Ort und Zeit verschiedener Teil derselben in der Atmosphäre absorbiert wird und nur der Rest zu uns gelangt. Doch gelingt durch vergleichende Messungen in verschiedenen Höhen eine wenigstens annähernde Bestimmung der Sonnenkonstante[1]), d. h. der Zahl der Wärmeeinheiten, die an der äußeren Grenze der Atmosphäre ein qcm Fläche in einer Minute erhält; sie beträgt nach der jetzigen Annahme 2,1 Kalorien im Mittel. (1 Kalorie = die Wärmemenge, die 1 gr Wasser um 1^0 erwärmt.) Dieser Betrag würde genügen, um im Jahre eine Eisschicht von 38 m Dicke auf der ganzen Erdoberfläche zu schmelzen. Doch scheint der Betrag nicht wirklich konstant zu sein, indem die größere oder geringere Häufigkeit der Sonnenflecken darauf einwirkt, vielleicht auch noch andere Ursachen. Selbstverständlich ist, daß die Erde im Perihel (Sonnennähe) mehr Strahlung erhält als im Aphel (Sonnenferne). Als Transmissionskoeffizient der Atmosphäre wird im Mittel 0,6 angenommen, so daß 40 % der Sonnenstrahlung in der Atmosphäre zurückgehalten werden.

Die Wärmemenge wird aber sehr ungleich auf die Erdoberfläche verteilt, und das ist die Hauptursache der Klimaverschiedenheiten. Um zu einer Übersicht der verwickelten Ursachen der Wärmeverteilung zu gelangen, unterscheidet man das solare Klima, d. h. die Wärmemenge, die einem Ort der Erdoberfläche zukäme, wenn keine anderen Faktoren (Bewölkung, Wasser und Land usw.) eingriffen, d. h. wenn die Erdoberfläche physikalisch gleichartig wäre, von dem physikalischen Klima, d. h. der tatsächlichen Wärme der einzelnen Orte. Und zwar muß man zunächst das solare Klima betrachten, ohne die Wirkung der Atmosphäre zu berücksichtigen.

Das solare Klima ohne Atmosphäre. Die Stärke der Bestrahlung ist abhängig vom Einfallswinkel der Sonnenstrahlen; sie wächst mit dem Sinus des Höhenwinkels der Sonne über dem Horizont; daher, je näher die Sonne dem Zenit, desto größer die Bestrahlung. Am Tage ist diese bei Auf- und Untergang = 0, beim Meridiandurchgang der Sonne (Mittag) am stärksten. In den Äqui-

[1]) Vgl. Hann, Meteorologie S. 23ff.

noktien, wenn die Sonne über dem Äquator steht, geht sie für die Äquatororte unter Mittag durch den Zenit. Dann ist die Bestrahlung am Äquator am größten, nimmt ab mit dem Kosinus der geographischen Breite und ist an beiden Polen = 0. Wenn die Sonne im Äquator bliebe, gäbe es keine Jahreszeiten. Da sie aber infolge der Schiefe der Ekliptik (s. oben S. 56) zwischen den Wendekreisen wandert, kommt sie im Laufe des Jahres über jeden Breitenkreis

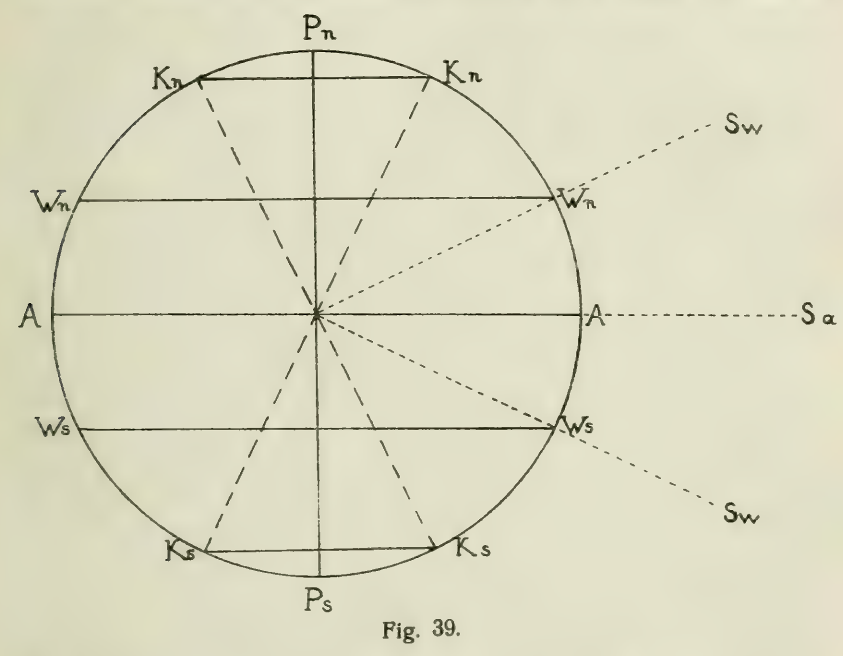


Fig. 39.

der Tropenzone zweimal in den Zenit, an jedem Wendekreis nur einmal, außerhalb derselben niemals. Es verschiebt sich also die Zone größter Sonnenhöhe vom Äquator bis zu den Wendekreisen; infolgedessen hat auch außerhalb derselben jede Halbkugel in ihrem Sommerhalbjahr stärkere Bestrahlung als beim Äquatorstand der Sonne; die nördliche hat ihr Bestrahlungsmaximum am 21. Juni, die südliche am 21. Dezember. Jeder Pol wird ein halbes Jahr lang bestrahlt, da für den Pol der Himmelsäquator im Horizont liegt, und daher die Sonne ein halbes Jahr lang über, ein halbes unter dem Horizont des Poles steht.

Neben dem Einfallswinkel kommt aber für die Erwärmung auch die Dauer der Bestrahlung in Betracht. Jeweils ist die

eine Hälfte der Erdkugel bestrahlt, die andere nicht: Tag- und Nachtseite der Erde; beide sind getrennt durch einen größten Kreis, der im Laufe von 24 Stunden um die Erde wandert. Dieser Grenzkreis der Tag- und Nachtseite halbiert stets den Äquator (Fig. 39; AA Äquator, P_n Nordpol, P_s Südpol), da beides größte Kreise sind; also ist der Tagbogen des Äquators immer gleich dem Nachtbogen desselben; infolgedessen sind am Äquator das ganze Jahr hindurch Tag und Nacht gleich! An den Äquinoktien, wenn die Sonne über dem Äquator steht (21. März, 23. Septbr., S_a in Fig. 39), läuft der Grenzkreis rechtwinklig zum Äquator durch die beiden Pole; dann wird jeder Breitenkreis durch die Beleuchtungsgrenze halbiert, d. h. auf der ganzen Erde sind Tag und Nacht gleich. An den übrigen Tagen des Jahres steht aber der Grenzkreis schief zu den Breitenkreisen, und zwar um so schiefer, je näher die Zeit der Solstitien (Sonnenwenden) kommt, und zwar ist der Tagbogen größer, also der Tag länger als die Nacht auf derjenigen Halbkugel, über welcher die Sonne steht, und die daher Sommer hat; die Länge der Sommertage bzw. Winternächte ist um so größer, je näher zum Polarkreis. Mit Annäherung an den Polarkreis nähert sich die Länge des längsten Tages (bzw. der Nacht) der Dauer von 24 Stunden. An den Sonnwendtagen ist der Unterschied von Tag und Nacht am größten; der längste Tag ist die Sommersonnenwende der betr. Halbkugel, der kürzeste die Wintersonnenwende. An beiden Sonnenwenden (Sonne in S_w der Fig. 39; W_s und W_n die beiden Wendekreise) tangiert der (gestrichelte) Grenzkreis die beiden Polarkreise (K_n, K_s); am 21. Juni liegt der ganze nördliche Polarkreis auf der Tagesseite, der südliche auf der Nachtseite der Erde, am 21. Dezember umgekehrt. An diesen Tagen geht also an den Polarkreisen die Sonne nicht unter bzw. nicht auf. Von den Polarkreisen zum Pol hin wird der ununterbrochene Tag, bzw. Nacht, immer länger, bis sie am Pol, wie gesagt, je ein halbes Jahr dauern.

Breite:	0^0	30^0	40^0	50^0	60^0	$66^2/_3{}^0$
Längster Tag bezw. Nacht:	12^h	$13^h\ 56^m$	$14^h\ 51^m$	$16^h\ 9^m$	$18^h\ 30^m$	24^h
Kürzester Tag bezw. Nacht:	12^h	$10^h\ 4^m$	$9^h\ 9^m$	$7^h\ 51^m$	$5^h\ 30^m$	0
Unterschied:	—	$3^h\ 52^m$	$5^h\ 42^m$	$8^h\ 18^m$	$13^h\ 00^m$	24^h

In der nördlichen Polarzone[1]) geht die Sonne

Breite	nicht unter	nicht auf
70°	65 Tage	60 Tage
75°	103 „	97 „
80°	134 „	127 „
85°	161 „	153 „
90°	186 „	179 „

Für die südliche Polarzone muß man die 2. und 3. Kolonne vertauschen.

Aus der letzten Tabelle wird ersichtlich, daß das Sommer- und Winterhalbjahr, d. h. die Zeit, wenn die Sonne nördlich und südlich vom Äquator steht, nicht gleich sind. Auf der Nordhalbkugel ist der Sommer länger als der Winter, auf der Südhalbkugel umgekehrt. Es rührt das daher, daß die Erde den Teil ihrer Bahn, der im Perihel liegt, schneller zurücklegt als den im Aphel (wegen der stärkeren Anziehungskraft der Sonne bei geringerer Entfernung); das Perihel liegt aber im Nordwinter, das Aphel im Nordsommer. Dafür ist andererseits die Bestrahlung in gleicher Zeit größer in der Sonnennähe als in der Sonnenferne. Der Nordsommer ist also länger bei geringerer Bestrahlungsintensität, der Südsommer kürzer bei größerer Bestrahlungsintensität. Die Wärmesumme aber des Winterhalbjahres der beiden Halbkugeln ist gleich, verteilt sich aber im Süden auf längere, im Norden auf kürzere Zeit; die Wärmesumme des Sommerhalbjahres der beiden Halbkugeln ist ebenfalls gleich, verteilt sich aber im Süden auf kürzere, im Norden auf längere Zeit. Die Jahressumme ist auf beiden Halbkugeln gleich. Durch die Präzession (S. 60) wandern Perihel und Aphel allmählich durch alle Jahreszeiten. Dadurch wird mit der Zeit der Unterschied der Länge der Jahreszeiten aufgehoben und dann ins Gegenteil verkehrt. Da aber die Wärmesumme jedes Halbjahres dabei gleich bleibt, ist die Wirkung dieser Verschiebung nicht bedeutend.

Durch die Länge der Bestrahlungsdauer im Sommer in höheren Breiten wird der Einfluß des geringeren Einfallswinkels für die Wärmemenge des Sommers zum großen Teil ausgeglichen; im Winter dagegen wird die Wirkung des verschiedenen Einfallswinkels in den verschiedenen Breiten noch verstärkt durch die kurze Dauer der Bestrahlung in höheren Breiten. Es folgt daraus, daß im Winter jeder

---

[1]) Nach H. Wagner S. 167.

Halbkugel der Wärmeunterschied nach der geographischen Breite größer ist als im Sommer.

Wenn keine Atmosphäre vorhanden wäre, würde der Pol im Jahr ungefähr $2^1/_2$ mal weniger Wärme erhalten als der Äquator, im Sommer aber nur um $^1/_5$ weniger, infolge der ununterbrochenen Bestrahlung. Am Sonnwendtage erhält sogar der Pol um 36 % mehr Bestrahlung als am selben Tage der Äquator.

Die herkömmlichen „Klimazonen" (s. oben S. 57) sind nichts anderes als Zonen der Sonnenbestrahlung. 1. Die Tropenzone; in jeder Breite derselben steht die Sonne zweimal im Jahre im Zenit (an den Wendekreisen einmal); die Zenitstände sind am Äquator durch ein Halbjahr voneinander getrennt, nähern sich zeitlich immer mehr gegen die Wendekreise hin, wo sie im Sommersolstitium der betr. Halbkugel zusammenfallen. Innerhalb der Tropenzone sind die Unterschiede der Bestrahlung nach Winkel und Dauer gering, daher auch die Unterschiede der Jahreszeiten klein. Letztere nehmen aber gegen die Wendekreise hin schon etwas zu. — 2. Die gemäßigten Zonen: Die Sonne steht nie im Zenit; sie geht täglich auf und unter. Die Unterschiede der Jahreszeiten nach Einfallswinkel und Dauer der Bestrahlung nehmen zu gegen den Polarkreis. 3. Die Polarzonen. Der längste Tag und die längste Nacht dauern mindestens zweimal 24 Stunden (am Polarkreis), höchstens ein halbes Jahr (am Pol). Am Pol ist der Unterschied der jahreszeitlichen Bestrahlung am größten.

Aufzehrung eines Teiles der Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre. Alles bisher Gesagte hat die Wirkung der Atmosphäre beiseitegelassen. Diese Wirkung aber besteht in einem bedeutenden Verlust der Sonnenstrahlung beim Durchgang durch die Luft. Die Lichtstrahlen unterliegen besonders stark der diffusen Reflexion, d. h. ein bedeutender Teil des Lichtes wird durch die Luftmoleküle selbst, ferner durch Wasserbläschen und Staub nach allen Seiten reflektiert. Die ganze Atmosphäre ist infolgedessen am Tage von diffusem Tageslicht erfüllt, das von allen Seiten auf uns einströmt; ohne dasselbe würde der Schatten vollkommen dunkel und wärmelos sein. Am stärksten werden diffundiert die blauen Strahlen; daher die blaue Farbe der reinen Luft, die in großen Höhen sich dem Schwarz nähert, weil bis dort oben überhaupt noch wenig diffundiert ist, also die Verhältnisse sich dem Zustand nähern, der ohne Atmosphäre herrschen würde. Je mehr Trübung in der Atmosphäre, desto mehr werden auch andere Strahlen diffundiert,

desto weißlicher erscheinen Luft und Himmel. In der Dämmerung, bei der die Strahlen einen besonders weiten Weg durch die Luft zurückzulegen haben, werden die blauen Strahlen fast ganz diffundiert, dagegen gelbes und rotes Licht durchgelassen, daher die bekannten Dämmerungsfarben (Morgen- und Abendrot).

Die Dämmerung kommt dadurch zustande, daß, obwohl die Sonne unter dem Horizont steht, noch Strahlen infolge der diffusen Reflexion seitens der obersten Luftschichten zu uns gelangen. Und zwar erlischt der letzte Schimmer bei einem Sonnenstand von durchschnittlich 17° unter dem Horizont. Die Länge der Dämmerung hängt ab von der Zeit, welche die Sonne braucht, um diesen Winkel zwischen Horizont und 17° darunter zurückzulegen, d. h. von der Steilheit der täglichen scheinbaren Sonnenbahn zum Horizont. Da die tägliche Sonnenbahn immer annähernd parallel zum Himmelsäquator ist, ist diese Steilheit nicht abhängig von der Jahreszeit, sondern von der geographischen Breite. Am Äquator steht die tägliche Sonnenbahn senkrecht auf dem Horizont, die Dämmerung ist daher kurz; je höher die geographische Breite, desto flacher ist die tägliche Sonnenbahn zum Horizont, desto länger daher die Dämmerung. Von $50^1/_2{}^0$ Br. an hängt an den längsten Tagen die Abend- und Morgendämmerung unmittelbar zusammen, indem sich dann auch um Mitternacht die Sonne nicht tiefer als 17° unter dem Horizont befindet. Das sind die sog. „hellen" oder „weißen Nächte", die z. B. in Petersburg (60° Br.) vom 27. April bis 15. August, an 70° Br. vom 30. März bis 12. September dauern. Am Nordpol beginnt die Dämmerung des halbjährigen Tages am 4. Februar und endet am 6. November. Die Dunkelheit der Polarnacht wird durch diese lange Dämmerung wesentlich verkürzt.

Im Unterschied von der diffusen Reflexion betrifft die Absorption hauptsächlich die dunklen Wärmestrahlen. Je mächtiger die durchlaufene Luftschicht und je dichter die Luft, ein desto größerer Teil der Wärmestrahlung wird in der Luft ausgelöscht, desto weniger kommt bis zur Erdoberfläche. Sehr stark absorbierend wirken Wasserdampf und Kohlensäure. Die Atmosphäre wirkt aber absorbierend nicht nur auf die Einstrahlung, sondern noch mehr auf die von der Erdoberfläche zurückgestrahlte dunkle Wärme, deren Rückkehr in den Weltraum sie behindert und sich dabei selbst erwärmt. Die Luft wirkt ähnlich wie Glas. In einem Glashause, in welches die Sonne scheint, entwickelt sich bekanntlich eine starke Hitze, weil das Glas

die rückgeworfenen langwelligen, dunklen Wärmestrahlen mehr zurückhält als die hellen, einfallenden. Glas wie Luft wirken daher wärmeaufspeichernd, die Gegensätze zwischen den Zeiten der Einstrahlung und der Ausstrahlung mildernd. Sehr stark wird diese zurückhaltende und ausgleichende Eigenschaft der Atmosphäre erhöht durch ihren Gehalt an Kohlensäure und Wasserdampf, vor allem aber durch Bewölkung. Bei klarem Himmel ist die Einstrahlung (am Tage), die Ausstrahlung (bei Nacht) groß, bei Bewölkung sind beide gering.

Da die Absorption mit der Länge des Weges durch die Luft wächst, erwärmt die Sonne, wenn sie in der Nähe des Horizontes steht und daher die Strahlen eine lange Strecke durch die Luft zurückzulegen haben, fast gar nicht; aus demselben Grunde ist die Wärmewirkung der niedrigen Wintersonne in höheren Breiten noch viel geringer, als es dem Einfallswinkel entspricht. Bei Zenitstand wird ungefähr 75 %, bei Sonnenhöhe 50° 69 %, 30° 56 %, 10° 20 % der Wärme durchgelassen. So sind die höheren Breiten durch die Absorption viel mehr in ihrer Erwärmung benachteiligt gegen die niederen Breiten, als es ohne Absorption der Fall sein würde. Bei ständig heiterem Himmel und einem Transmissionskoeffizienten 0,6 erhält die Erdoberfläche 50° Br. nur $^1/_3$, der Pol kaum $^1/_4$ der von der Sonne ihm gespendeten Wärme. Dazu kommt nun noch die Einwirkung der Trübung der Luft, die hier außer Berechnung bleiben muß. Mit Berücksichtigung der Absorption durch die Atmosphäre bei ungetrübtem Himmel ergibt sich folgende Tabelle der Wärmeverteilung nach Breitengraden; als Einheit dient die Wärmemenge, die der Äquator an einem Äquinoktialtage in 24 Stunden erhält. (Nach *Angot.*)

	März–Mai	Juni–Aug.	Sept.–Nov.	Dez.–Febr.	Jahr	Schwankung der Monatsmenge
90° N. Br.	8,1	20,2	0,1	—	28,4	9,9
70°	16,5	28,6	2,5	0,1	47,7	11,8
50°	31,5	41,3	12,9	4,9	90,6	**14,6**
30°	41,2	**47,2**	28,2	20,0	137,6	11,1
10°	**45,1**	44,6	40,6	36,2	166,5	4,2
0°	43,4	40,1	44,2	42,5	**170,2**	2,5
10° S. Br.	39,6	34,0	**45,6**	47,3	166,5	5,4
30°	27,0	18,5	42,2	**49,9**	137,6	12,5
50°	11,9	4,4	30,9	43,4	90,6	**15,6**
70°	2,0	—	15,9	29,8	47,7	12,5
90°	—	—	7,5	20,9	28,4	10,5

Es ergibt sich also für das solare Klima mit Berücksichtigung der Absorption (bei gleichmäßig ungetrübter Atmosphäre) folgende Verteilung der Wärme nach Breitengraden:

Die Jahresmenge nimmt vom Äquator (Maximum) gegen die Pole ab, und zwar auf beiden Halbkugeln gleich.

Im Sommer liegt dagegen das Maximum der Erwärmung bei 30⁰ Br. Im Südsommer ist infolge der Sonnennähe die (solare!) Erwärmung in allen Breitengraden, auch auf der Nordhemisphäre, größer als im Nordsommer auf denselben Breitengraden. Auf jeder Halbkugel erhält in ihrem Sommer das ganze Gebiet bis über 50⁰ Breite hinaus mehr Wärme als der Äquator, infolge der größeren Tageslänge. Im Südwinter (Aphel) ist die Südhalbkugel kälter als im Nordwinter die Nordhalbkugel; die Südhalbkugel hat also extremere Jahreszeiten (im solaren Klima!), größere Gegensätze der extremen Monate. Am stärksten ist der Unterschied der Jahreszeiten bei 50⁰ Breite, am geringsten am Äquator. (S. die letzte Kolonne der Tabelle.)

b) Vorgang der Erwärmung der Erdoberfläche und der Atmosphäre. Faktoren des Physikalischen Klimas.

Ein Teil der Wärme der Sonnenstrahlen wird, wie wir sahen, in der Atmosphäre zurückgehalten und dient zu deren unmittelbarer Erwärmung über die Temperatur des Weltraumes. Ein anderer Teil trifft die Erdoberfläche und erwärmt sie. Während aber die in der Atmosphäre absorbierte Wärme sich über die ganze Dicke der Lufthülle verteilt, kommt die Wärme, die auf die Erdoberfläche gelangt, nur einer sehr dünnen Schicht derselben zugute, da sowohl Wasser wie Erde schlechte Wärmeleiter sind und daher die Erwärmung von oben nur langsam und bis zu geringer Tiefe vordringt. Daher sammelt sich diese ganze Wärme in der dünnen Oberflächenschicht an und diese wird am Tage wärmer als die Luft. Der Boden (und das Meer) strahlen diese Wärme wieder aus und geben sie an die untersten Luftschichten ab, von denen sie dann wieder zögernd nach oben in abnehmender Stärke weitergegeben wird. Die Wärmekapazität der Luft ist viel geringer als die des Bodens, noch viel geringer als die des Wassers. Erkaltet z. B. eine Wasserschicht von 1 cm Dicke um 1⁰, so erwärmt sich dadurch eine Luftschicht von 33 m Dicke um 1⁰.

Die Folge ist, daß die Atmosphäre im wesentlichen

von ihrer Unterfläche her erwärmt wird; ihrerseits strahlt sie dann ihre Wärme nach oben in den Weltraum aus.

Die augenblickliche Temperatur eines jeden Punktes ist die Differenz der Wärmezufuhr und der Ausstrahlung; überwiegt erstere, so steigt die Temperatur, überwiegt letztere, so sinkt sie. Zeiten der Temperatursteigerung sind daher im allgemeinen Tag und Frühjahr-Sommer, der Temperaturerniedrigung Nacht und Herbst-Winter.

Die Ausstrahlung würde die Einstrahlung an der Erdoberfläche sehr schnell wieder ausgleichen, wenn nicht die Schutzhülle der Atmosphäre da wäre, welche die rückgestrahlte Wärme zum größten Teil absorbiert, zur eigenen Erwärmung benutzt und dadurch die Abgabe an den Weltraum hemmt. (S. den Vergleich mit dem Glashaus S. 103.)

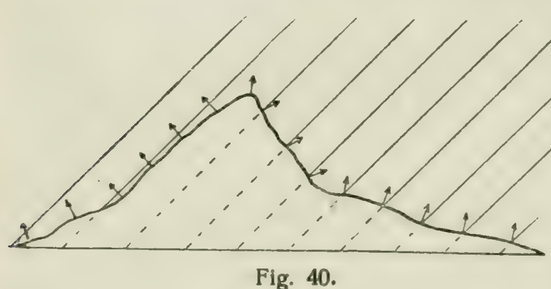


Fig. 40.

Es treten nun auf der Erdoberfläche eine ganze Anzahl örtlicher und zeitlicher Faktoren auf, welche das Verhältnis von Ein- und Ausstrahlung, dadurch die Temperatur, aber auch die anderen Witterungs- und Klima-Erscheinungen modifizieren und so die Abweichungen des physikalischen vom solaren Klima bedingen. Diese Faktoren sind:

1. Bewölkung, Kohlensäure- und Wasserdampfgehalt. Sie wirken ausgleichend auf die Temperatur (s. oben S. 103).

2. Höhenlage. Je höher, desto niedriger die Temperatur, da die darüberliegende Luftschicht desto weniger mächtig und dicht ist, also ihre Schutzwirkung geringer; da die Luft die Ausstrahlung stärker behindert als die Einstrahlung, wird mit der Höhe die erstere mehr begünstigt als die letztere.

3. Die örtliche Bodengestalt. Unebener Boden begünstigt die Ausstrahlung, vermindert also die Temperatur. Vergleichen wir eine Ebene mit einem Berg gleicher Grundfläche, so ist bei beiden die Einstrahlungsmenge dieselbe, verteilt sich aber beim Berg auf eine größere Fläche (Fig. 40); die Ausstrahlungsoberfläche ist aber beim Berg größer als bei der Ebene. Je unebener eine Oberfläche ist, desto

kühler ist sie daher bei sonst gleichen Bedingungen, auch bei gleicher Höhenlage.

4. Das Material des Bodens. a) Sehr einflußreich ist der Gegensatz von Wasser und Land. Das Wasser, vermöge seiner größeren Wärmekapazität, erwärmt sich langsamer als der trockene Boden, nimmt aber bei gleicher Temperatursteigerung viel mehr Wärme auf, kühlt sich dann auch wieder viel langsamer ab und gibt bei gleicher Temperaturerniedrigung viel mehr Wärme ab. Ferner mischen sich im Wasser verschieden temperierte Schichten, während das im Boden nicht möglich ist; auch dadurch wird die Erwärmung und Abkühlung des Wassers verlangsamt. Aus beiden Gründen sind die Temperaturschwankungen in und über dem Wasser viel geringer und langsamer als in und über dem trockenen Boden. Die Oberflächentemperatur des Meeres liegt auf der ganzen Erde zwischen den Extremen — 2⁰ und + 34⁰; die des Landbodens aber zwischen — 70⁰ und + 80⁰, ja, an ein und demselben Orte kommen Bodentemperaturen von 0⁰ und 80⁰ vor. Auf diesem verschiedenen Verhalten beruht der Gegensatz des ausgeglichenen Meeresklimas und des extremen Landklimas.

b) In geringerem Maße wiederholt sich dieser Unterschied auf dem Lande zwischen feuchtem (sumpfigem) und trockenem Boden; letzterer erwärmt sich stärker und kühlt sich stärker ab als ersterer.

c) Eine dunkle und rauhe Gesteinsoberfläche erwärmt sich schneller und stärker als eine helle und glatte; denn letztere reflektiert mehr Strahlen, erstere schluckt mehr auf.

d) Abgesehen von diesen Farbenunterschieden hat das Verhalten verschiedener Gesteinsarten gegen die Wärme nur geringe Unterschiede, da sie in ihrer Wärmekapazität wenig abweichen.

e) Einfluß der Vegetation (Wald, Feld usw.), des Gesteins und des lockeren Bodens, des Schnees auf die Temperatur ist vorhanden, aber noch wenig genau bekannt. Der Wald z. B. schützt, namentlich wenn er belaubt ist, den Boden vor Einstrahlung, erhöht aber die Ausstrahlung. Er ist daher im allgemeinen kühler als das Freiland. Dagegen schützt er andererseits gegen kalten Wind. Seine Wirkung ist recht kompliziert. (Vgl. *Hann*, Klimatologie I, S. 186, *Supan*, Grundzüge, S. 256.)

Alle diese Unterschiede übertragen sich vom Boden aus auch auf die darüberliegende Lufttemperatur.

5. Die Winde haben großen Einfluß auf die Temperatur und alle

anderen atmosphärischen Erscheinungen, indem sie warme und kalte, trockene und feuchte Luftmassen von einer Gegend zur anderen bringen und sie miteinander mischen. Sie sind ein meteorologischer und klimatologischer Faktor ersten Ranges. Von ihnen sind besonders abhängig:

6. Bewölkung und Niederschläge, die wieder auf die Temperatur, und zwar ausgleichend, einwirken (s. oben S. 104).

c) Beobachtung der Temperatur. Täglicher Wärmegang.

Wenn man in der Atmosphärenkunde von Temperatur oder Wärme spricht, so versteht man darunter in der Regel die meteorologische Wärme, d. i. die Lufttemperatur unter Ausschluß der unmittelbaren Bestrahlung, der Verdunstungskühle u. a., auch mit Ausschluß der Einwirkung großer Anhäufungen von Menschen und Feuerstätten. (Die Großstadttemperatur ist bei uns im Mittel $^1/_2$—$1^1/_2{}^0$ höher als die auf dem Lande.) Die unmittelbare Strahlung ist für die meteorologische Beobachtung auszuschließen, weil sie für die Lufttemperatur und für die von dieser abhängigen Luftdrucke und Luftbewegungen nicht in Betracht kommt; wohl aber ist sie von großer Bedeutung für die sog. physiologische Wärme, d. i. die Wärmewirkung auf die Organismen und auf andere feste Körper (Gesteine). Was wir und die Tiere als Wärme oder Kälte empfinden, was als solche auf das tierische und pflanzliche Leben einwirkt, ist die physiologische Wärme, die sich aus Lufttemperatur, Strahlung, Wirkung der Luftfeuchtigkeit, des Windes usw. zusammensetzt und sich oft erheblich von den Angaben des Schattenthermometers unterscheidet. Dieselbe Lufttemperatur erscheint uns, mit Trockenheit oder Wind verbunden, die den Schweiß verdunsten lassen, erträglich, die unerträglich drückend empfunden wird, wenn sie mit Windstille und starkem Feuchtigkeitsgehalt der Luft (Schwüle) auftritt, wodurch die Verdunstung des Schweißes gehemmt wird; andererseits wird strenge aber ruhige Kälte viel weniger empfunden als kalter Wind; ja, bei tiefen Frostgraden haben wir in der Sonne oft das Gefühl der Wärme. Hierauf beruht ja zum großen Teil die günstige Wirkung hochgelegener Winterkurorte mit ihren Liegekuren in der Sonne bei niedriger Lufttemperatur. Die Strahlungswärme ist auch für die Pflanzen sehr wichtig: Reife des Weins an sonnigen Gehängen und dort, wo er der Rückstrahlung von Wasserflächen ausgesetzt ist, in sonst zu kühlem Klima; Spalierobst u. a. sind Beispiele. Die Pflanzen-

welt des Hochgebirges würde ohne die starke Strahlungswirkung viel dürftiger sein. Auch bei der Verwitterung und Zersprengung der Gesteine spielt die direkte Sonnenbestrahlung (Insolation) eine große Rolle.

Ein Mittel, die Intensität der unmittelbaren Sonnenbestrahlung zu messen, gibt der Vergleich eines geschwärzten und eines blanken Thermometers. Jedoch ist es nicht möglich, die Strahlungswirkung genau zu erfassen, noch viel weniger die physiologische Wärme überhaupt. Da die Strahlung durch die Luft hindurchgeht, ohne deren Temperatur erheblich zu beeinflussen, haben die Angaben eines der Sonnenstrahlung ausgesetzten Thermometers (Temperatur in der Sonne) gar keine meteorologische Bedeutung; sie ist außer von der Strahlung selbst abhängig von zahlreichen anderen Zufälligkeiten: Größe, Form und Beschaffenheit des Thermometergefäßes, Rückstrahlung seitens der Umgebung, Luftbewegung; vor allem gibt sie keine mit anderen Beobachtungen vergleichbare Werte.

Die für uns allein in Betracht kommende Lufttemperatur muß daher im Schatten gemessen werden, wobei freilich die Natur des Schattens (ob dicht oder durch ein lückenhaftes Laubdach erzeugt u. a.) auf das Ergebnis einwirkt. Die Aufstellung des Thermometers muß 2—3 m über dem Boden, der Luftzutritt frei, keine besonnte Wand in der Nähe sein. Vielfach wird das Thermometer in Jalousie-Häuschen untergebracht, um es dauernd zu beschatten; dies ergibt aber eine etwas zu hohe Temperatur. Die Konstruktion der Thermometer, auch der Minimum- und Maximumthermometer, kann als bekannt übergangen werden. Temperaturen unter dem Gefrierpunkt des Quecksilbers werden mit dem Weingeistthermometer gemessen. Als Thermometereinteilung ist jetzt allgemein die hundertteilige (Celsius) üblich und allein in diesem Werke verwendet. Nur die englisch sprechenden Völker halten noch an der unsinnigen Fahrenheiteinteilung fest. Die Umrechnung der letzteren in Celsius geschieht nach der Formel

$$\pm n^0 F = 5/9 (\pm n - 32)^0 C.$$

$$(0^0 \text{ Fahr.} = -17{,}8^0 C;\ 0^0 C = +32^0 \text{ Fahr.};\ 100^0 C = 212^0 \text{ Fahr.})$$

Um die Lufttemperatur auch in der Sonne festzustellen, wenn kein Schatten vorhanden ist, bedient man sich des Aspirations-Psychrometers, in dem durch ein Gebläse ein Luftstrom an der Quecksilberkugel vorbeigeleitet wird, der den durch die Bestrahlung bewirkten Temperaturüberschuß der Kugel immer wieder

fortführt. Dasselbe erreicht durch Bewegung des Instruments durch die Luft das Schleuderthermometer, ein gewöhnliches Thermometer, welches an einer Schnur mit der Hand durch die Luft gewirbelt wird. Es dient vor allem zur Feststellung der Lufttemperatur bei barometrischen Höhenmessungen.

Der tägliche Gang der Temperatur geht im Boden demjenigen in der unteren Luftschicht immer etwas voraus, da diese ihre Wärme erst vom Boden empfängt (s. oben S. 105). Im Mittel ist die Bodentemperatur etwas höher als die der Luft. Die Schwankungen sind im Boden größer: bei Tag und im Sommer ist er wärmer als die Luft; in der Nacht und im Winter kühlt er sich etwas stärker ab. Die täglichen Schwankungen dringen höchstens 1 m tief in den Boden ein. Das Wasser hat sehr geringe tägliche Wärmeschwankung (s. oben S. 107), sie hält sich in der Meeresoberfläche meist unter 1° Unterschied; demzufolge hat auch die Luft über dem Meere einen äußerst geringen Wärmeunterschied zwischen Tag und Nacht (meist nicht über $1^1/_2{}^0$). Auch in den höheren Schichten der Atmosphäre ist dieser Unterschied sehr klein. Über dem Lande zeigen dagegen die unteren Luftschichten, entsprechend den Bodentemperaturen, eine größere tägliche Schwankung. In der Äquatorialregion ist, infolge der starken Wirkung der Sonnenstrahlen, der Temperaturunterschied zwischen Tag und Nacht bedeutend (an den Küsten etwa 5—6°); gegen die Pole hin nimmt er an den Küsten ab. Dagegen ist er am größten im Innern der wolkenarmen Kontinentalgebiete, und zwar ist er im Sommer (infolge stärkerer Einstrahlung) größer als im Winter. In diesem größeren Temperaturgegensatz zwischen Tag und Nacht besteht ein Hauptunterschied des Kontinentalklimas vom bewölkten maritimen Klima.

Im Mittel ist die tägliche Schwankung:

in Bergen (maritim)	im Juli	5,2°,	im Januar	1°
„ Christiania	„ „	8,1°,	„ „	1,6°
„ Barnaul (Sibirien, kontinental)	„ „	11,2°,	„ „	4,5°.

Am größten ist die tägliche Schwankung in den fast wolkenlosen und vegetationsfreien Wüsten. In der Sahara beträgt sie im Frühjahr durchschnittlich 14—16°, im Sommer 20—26°; an einzelnen Tagen noch viel mehr. Auch auf trockenen Hochebenen sind die täglichen Schwankungen sehr groß. Auf den Plateaux der Rocky Mountains in 1500 m Höhe wird als Sommermittel der täglichen Schwankung

20—24° angegeben. In 2000 m Höhe hat man dort einmal innerhalb sieben Stunden einen Temperatursprung von —40 auf +7° festgestellt! Große Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht bewirken durch Ausdehnung und Zusammenziehung starke Zertrümmerung des Gesteins und sind daher ein wichtiges morphologisches Agens.

Der zeitliche Gang der Tagestemperatur hat das Minimum bei Sonnenaufgang, das Maximum im Winter um 1 Uhr, im Sommer um 2—3 Uhr nachm., die höchste Wärme tritt also etwas nach dem höchsten Sonnenstande ein, da dann noch eine Zeitlang die Einstrahlung die Ausstrahlung überwiegt. Dem schnellen Steigen am Vormittag steht also ein langsames Fallen am Nachmittag und durch die ganze Nacht bis zum Morgen gegenüber.

Die Mitteltemperatur des Tages wird am genauesten durch stündliche Beobachtungen ermittelt. Diese sind aber nur in einzelnen Fällen durchführbar; man beschränkt sich daher in der Regel auf drei Beobachtungstermine am Tage. Die besten Termine sind 6 Uhr vorm., 2 Uhr, 10 Uhr nachm.; aber auch sie haben praktische Schwierigkeiten. Sehr gewöhnlich ist daher die Beobachtung 7 Uhr vorm., 2 Uhr, 9 Uhr nachm., wobei der letzte Termin bei der Mittelbildung doppeltes Gewicht erhält.

$$\left(\frac{7^h + 2^h + 9^h + 9^h}{4}\right).$$

Oder

$$\frac{8^h \text{ vorm.} + 2^h + 8^h \text{ nachm.} + \text{Min.}}{4} \text{ oder } \frac{9^h \text{ v.} + 9^h \text{ n.} + \text{Max.} + \text{Min.}}{4}$$

Jede dieser Beobachtungsarten erfordert die Anbringung bestimmter Korrektionen zum Zweck der richtigen Mittelbildung. Diese sind durch den Vergleich mit stündlichen Beobachtungen gewonnen.

d) Jährlicher Gang der Temperatur.

Die verschiedene Höhe der Sonne über dem Horizont und die verschiedene Dauer der Bestrahlung bedingt den Unterschied der Temperatur in den Jahreszeiten. In unseren Breiten erwärmt sich im Spätwinter, Frühjahr und Vorsommer der Boden, weil jeder Tag, — von Rückfällen abgesehen — ein Plus von Wärme bringt; der Boden ist dann wärmer als die Luft, deren Temperatur der des Bodens nachfolgt. Vom Spätsommer an beginnt die Ausstrahlung zu überwiegen,

der Boden wird kühler als die Luft; die Temperatur beider sinkt. Das Maximum ist bei uns im Juli, das Minimum im Januar.

Zur kurzen Charakterisierung des Unterschieds der Jahreszeiten beschränkt man sich gewöhnlich auf die Angabe der Mitteltemperaturen des kältesten und wärmsten Monats (im langjährigen Mittel). Den Unterschied derselben nennt man die jährliche Wärmeschwankung. Eine Karte dieses wichtigen klimatischen Faktors läßt uns den thermischen Gegensatz der Breitenzonen wie des Land- und Seeklimas überblicken. Dazu kommt dann noch die zeitliche Verschiedenheit im Gange der Temperatur. Wir unterscheiden folgende Typen des jährlichen Temperaturganges.

1. Äquatorialtypus. Die Jahresschwankung, infolge der geringen Änderung des Sonnenstandes und der Tagesdauer sehr gering, unter 4°, ja meist nur 2—3°, auf dem Meere und manchen Inseln (z. B. ostindischen Inseln) sowie in Hochländern sogar unter 1°. Es gibt zwei Maxima der Temperatur, entsprechend den beiden Zenitständen der Sonne (am Äquator an den Äquinoktien); vielfach aber greift die Regenzeit störend ein, so daß keine ausgesprochene Jahreskurve der Temperatur zustande kommt.

2. Typus der Wendekreise. Nur ein Maximum, entsprechend dem einmaligen Zenitstand der Sonne zur Sommersonnenwende; also bereits Unterschied von Sommer und Winter der betreffenden Halbkugel. Jahresschwankung auf dem Meere und an den Küsten etwa 5°, im Binnenlande höher: in der Sahara und Inner-Australien über 20°, in Nordindien etwa 10°.

3. Gemäßigte Zone. Ein Maximum und ein Minimum etwas nach dem höchsten und niedrigsten Sonnenstand; deutlicher Unterschied von Sommer und Winter, dazu die Übergangszeiten Frühjahr und Herbst; diese werden kürzer gegen die Wendekreise und gegen die Polarkreise hin, sind also am deutlichsten in der Mitte.

a) Ozeanischer Typus; Verspätung des Maximums und Minimums auf August bzw. Februar infolge der thermischen Trägheit des Wassers; der Herbst verhältnismäßig warm, das Frühjahr kühl. Die Jahresschwankung gering, 5—15°. Dieser Typus umfaßt die ganze südliche gemäßigte Zone, in der nördlichen die Ozeane und die Westküsten der Kontinente.

b) Landklima; Maximum und Minimum im Juli bzw. im

Januar. Jahresschwankung 15—30°. Inneres von Australien, Kapland, Argentinien; Europa außer der Westküste, Vorderasien, südliches Zentralasien, Mittelchina, Japan, Vereinigte Staaten (außer der Westküste). In Deutschland beträgt die Schwankung 17—20°.

c) Exzessives Landklima (Kontinentalklima); Schwankung 30—66°. Frühling warm, Herbst kühl. Nordasien und nördliches Zentralasien, Nordchina; Britisch-Nordamerika (außer der Westküste). Die größte Schwankung von 66° hat Werchojansk in Ostsibirien (s. unten S. 122, der sog. Kältepol).

4. Polartypus. Maximum im Juli (Südhemisphäre im Januar), Minimum am Ende der Polarnacht, also in der Nähe des Pols Ende März bzw. September. Schwankung von 20—50°.

Vernachlässigen wir die Unterschiede auf ein und derselben Breite, so nimmt die Jahresschwankung vom Äquator nach den Polen hin zu; nur auf der südlichen Halbkugel findet von 30—50° Br. eine untergeordnete Abnahme statt. (S. Tabelle S. 130.)

Im einzelnen ist die jährliche Temperaturkurve nicht regelmäßig, sondern wärmere und kältere Tage wechseln vielfach miteinander; auch länger dauernde Kälterückfälle und Kälteinvasionen (z. B. die „Eisheiligen" s. oben S. 88) sowie „Hitzewellen" treten in den nichttropischen Klimaten auf, hervorgebracht durch kalte oder warme Winde. Die meisten derartigen Unregelmäßigkeiten verschwinden, wie wir sahen, bei der Berechnung langjähriger Mittel. In Wirklichkeit gehört aber die größere oder geringere Veränderlichkeit der Temperatur zwischen je zwei benachbarten Tagen zur Kennzeichnung eines Klimas und ist von großer Bedeutung für die Pflanzen, Tiere und den Menschen. (Große Veränderlichkeit bewirkt Abhärtung, geringe bewirkt leicht Erschlaffung und mangelnde Anpassungsfähigkeit an rauhere Klimate.) Die mittlere Veränderlichkeit von Tag zu Tag ist sehr gering in den Tropen (in Guayana 0,6°); so ist es charakteristisch für das Äquatorialklima, daß sich Tag für Tag die Wärme kaum voneinander unterscheidet. Die Veränderlichkeit nimmt zu gegen die Polarkreise hin, aber auch vom maritimen ins kontinentale Klima (Sibirien, Nordamerika); im Winter ist sie größer als im Sommer (in Mitteleuropa Winter 2,2°, Sommer 1,9°, Herbst 1,7°; Westsibirien Winter 4,6°, Sommer 2,2°). In Einzelfällen gibt es in Sibirien Sprünge in dem Tagesmittel von einem Tag zum andern bis zu 22°! Besonders veränderlich sind Gebiete wechselnder Winde, z. B. Ostrußland und Westsibirien; Ostsibirien dagegen

weniger, weil windstiller. An Gebirgen und Seen ist die Veränderlichkeit groß. In Polargebieten ist sie kleiner als im Kontinentalklima.

Nicht bloß die Tagesmittel, sondern auch die Mitteltemperaturen der Monate zeigen im Einzelfall mehr oder weniger bedeutende Abweichungen von den „normalen" Werten, d. h. den langjährigen Mitteln. Das steigert sich zuweilen zu einer Umänderung der Temperaturkurve des einzelnen Jahres, wenn z. B. bei uns, anstatt des Juli, einmal der Juni oder der Mai der heißeste Monat, anstatt des Januar der Dezember oder Februar der kälteste ist. Wenn man für jeden einzelnen Monat in jedem Jahre die Abweichung vom langjährigen Mittel feststellt, und aus diesen Abweichungen das langjährige Mittel bildet, so erhält man die mittlere Abweichung der Monatsmittel. In der nördlichen gemäßigten Zone ist diese am größten im Winter — dieser ist also die unbeständigste Jahreszeit — kleiner im Sommer, am kleinsten meist im September. In Norddeutschland ist die mittlere Abweichung im Januar 2,7°, September 1,1°. Im Einzelfalle sind die Abweichungen viel größer; der kälteste Dezember hatte in Mitteleuropa eine Abweichung von 9,7°, der wärmste von 5,4° (Unterschied also 15°!); der kühlste September Abweichung 3,0°, der wärmste 3,3°, Unterschied 6,3°. Am größten ist die Abweichung wieder im Kontinentalklima; in den Tropen ist sie sehr gering, hier ist ein Jahr fast wie das andere.

Davon hängt die Genauigkeit der Mittelwerte ab. In Batavia z. B. genügen sieben Jahre Beobachtung, um die Monatsmittel auf eine Dezimale genau zu berechnen; in Westsibirien würden dazu (für die Wintermonate) 790 Jahre nötig sein! Es ergibt sich daraus, daß wir in den Landklimaten der gemäßigten Zone diese Genauigkeit noch lange nicht erreicht haben; es hat also keinen Zweck, auf kleinere Unterschiede der Temperaturmittel zweier Orte irgend Gewicht zu legen. Aus der großen Verschiedenheit der einzelnen Jahre und Jahresgruppen folgt aber ferner, daß man für die Vergleichung zweier Orte und für die Zeichnung der Isothermen die Beobachtungen aus verschiedenen Jahresreihen nicht verwenden darf, sondern nur solche aus der gleichen Zeitperiode. Wenn diese nicht zur Verfügung stehen, muß man die Beobachtungen auf eine gleiche Beobachtungszeit rechnerisch reduzieren. Das kann man, indem man aus einer langjährigen Beobachtungsreihe eines benachbarten Ortes ausrechnet, wieviel dort die in Rede stehenden Perioden sich in der Temperatur voneinander unterschieden.

e) Veränderung der Temperatur mit der Höhe.

Die Wirkung der Höhenlage auf die Temperatur ist verschieden im Gebirge, wo wir uns auf der festen, wärmereflektierenden Erdoberfläche befinden, und in der freien Atmosphäre, wo man von dieser Wärmequelle entfernt ist.

1. Im Gebirge. Wir sahen, daß mit dem Dünnerwerden der Atmosphäre nach oben die Einstrahlung zunimmt, noch mehr aber die Ausstrahlung wächst. Das Ergebnis ist eine Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe, wobei aber die Insolationswirkung wächst, so daß man im Sonnenschein oft das Gefühl großer Hitze hat, trotz niedriger Lufttemperatur. Zu beachten ist ferner, daß selbstverständlich ein Austausch der Luft am Gebirge mit der freien Atmosphäre stattfindet, so daß ein erheblicher Temperaturunterschied zwischen beiden in gleicher Höhe nicht aufkommen kann, um so weniger, je schmaler das Gebirge ist.

Im Jahresmittel lehrt die Beobachtung im allgemeinen eine Abnahme der Temperatur um 0,56° für 100 m Höhe, oder 1° auf rund 180 m Höhe (thermische Höhenstufe), und zwar annähernd unter allen Breiten, allerdings mit örtlichen Abweichungen. In den Jahreszeiten aber ist die Abnahme verschieden; sie ist am stärksten in den Tropen in der Trockenzeit, in der gemäßigten Zone im Sommer, also in der Zeit der größten Erwärmung, im Hochgebirge im Juni, wenn dort der schmelzende Schnee noch die Luft abkühlt; ferner ist sie am Tage größer als in der Nacht. In unseren Breiten beträgt die Abnahme im Sommer 0,6—0,7°, im Winter 0,4—0,5° auf 100 m.

	Höhe	Januar	Juli	Jahresschwankung
Genf	410 m	— 0,1°	19,2°	19,3°
Simplon	2016 „	— 6,7	10,0	16,7
Theodulpaß	3330 „	— 13,0	+ 1,0 (August)	14,0
	Unterschied	12,9	18,2	

In der Höhe ist die tägliche und jährliche Schwankung geringer, die Veränderlichkeit und Abweichung größer. Die geringere Jahresschwankung infolge geringerer Winterkälte, sowie die stärkere Insolation unterscheiden das Hochgebirgsklima von dem polaren.

Pikes Peak (Rocky Mts.) 4308 m
Jahr — 7,1°, Januar — 16,4°, Juli 4,4°, Schwankung 20,8°

Upernivik (Grönland)
Jahr — 8,8°, Februar — 23,4°, Juli 5,0°, Schwankung 28,4°

Dabei sind aber die örtlichen Verhältnisse für das Höhenklima vom größten Einfluß; die Exposition zur Sonne, wie auch die Form der Gebirgsmasse und die Lage auf Plateau, Gipfel, Kamm, Abhang, im Tal. Es gilt die Regel, daß, je massenhafter die Erhebung ist, desto höher ist in gleicher Höhe die Sommertemperatur, während die Wintertemperatur davon weniger beeinflußt wird; die Ursache ist, daß in einer breiten Masse die Erwärmung größer, die Ausstrahlung geringer ist als in einer schmalen, daß ferner eine breite Masse vor dem Heranwehen kalter Luft aus der freien Atmosphäre mehr geschützt ist. So steigen in einer breiten Massenerhebung alle Sommerisothermen nach den inneren Gebirgsteilen an und damit alle anderen klimatischen Vegetations- und Kulturgrenzen (Schneegrenze, Waldgrenze, Ackerbau- und Siedelungsgrenze); alle diese Grenzen liegen z. B. im Innern der Alpen, besonders der mächtigsten Massive, viel höher als in den schmalen und den Außenwinden mehr ausgesetzten Randketten, oder gar im Jura und den deutschen Mittelgebirgen. Am stärksten tritt der relativ extreme Charakter beim Plateauklima, gegenüber dem Gipfelklima, in die Erscheinung. Noch extremer ist das Klima der Talsohlen, verglichen mit Gipfeln gleicher Höhe, indem in den Talsohlen auch die Winter erheblich kälter sind:

Rigi (Gipfel) 1795 m
Juli 9,9°, Januar —4,5°, Schwankung 14,4°
Sils Maria, Engadin (Hochtal) 1811 m
Juli 11,3°, Januar —8,0°, Schwankung 19,3°

Die niedrigere Wintertemperatur der Talsohlen, auch bei tiefer Lage, besonders bei beckenartig geformten Tälern mit engem oder gewundenem Ausgang, hängt zusammen mit der Erscheinung der Temperaturumkehr, d. h. der Erscheinung, daß die Temperatur nach oben zunimmt. Diese tritt bei ruhigem Frostwetter auf; dann sinkt die an den Bergwänden abgekühlte, daher schwere Luft hinab und sammelt sich im Talgrunde, während die wärmere Luft ansteigt. Diese in ruhigen Frostnächten überall häufige Erscheinung wird in günstig gestalteten Tälern und Mulden zu einer regelmäßigen und kommt dann in den Mitteltemperaturen zum Ausdruck. Berühmt dafür ist besonders das Becken von Klagenfurt (Kärnten), das daher eine ungewöhnlich niedrige Wintertemperatur hat.

Klagenfurt (Talsohle)	490 m	Januarmittel	—6,2°
Unterschäftleralp	1063 „	„	—3,6

Obir (Station I)	1230 m	Januarmittel	— 4,3
Hoch-Obir	2047 „	„	— 6,3

Man muß hier also 1500 m steigen, um wieder dasselbe Januarmittel zu erreichen wie in Klagenfurt.

2. In der freien Atmosphäre. Hier ist die Ursache der Temperaturabnahme mit der Höhe einmal die Entfernung von dem erwärmten Erdboden, dann die geringere Dichte der Luft, wodurch die Absorption, also die unmittelbare Erwärmung seitens der durchfallenden Sonnenstrahlen, nach oben immer geringer, die Ausstrahlung in den Weltraum immer größer wird. Unsere Kenntnis der Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre beruht auf den Ballonfahrten, für die unteren Schichten aber auch auf den Beobachtungen am Eiffelturm in Paris und an anderen Türmen.

Die untersten Schichten zeigen ein besonders unregelmäßiges Verhalten. Hier nimmt am Tage im Sommer infolge der Erwärmung des Bodens, die sich nicht sogleich nach oben mitteilen kann, die Temperatur nach oben sehr schnell ab (z. B. in Straßburg im Juni 1 Uhr 30 Min. nachm. in den ersten 200 m über 2^0 auf 100 m); in der Nacht dagegen findet, besonders im Winter, eine Umkehr der Temperatur (Inversion) statt, indem sich die abgekühlte schwere Luft unten sammelt und daher die Temperatur nach oben zunimmt, bis zu mehreren hundert Metern Höhe, dann erst setzt die Abnahme nach oben ein. Oberhalb dieser unmittelbar durch den täglichen Wärmegang des Erdbodens beeinflußten Schicht treten aber auch noch vielfach Unregelmäßigkeiten und sprunghafte Änderungen ein, indem während des Tages sich sog. Konvektionsströmungen durch die ganze Mächtigkeit der Troposphäre, allerdings nach oben abnehmend, entwickeln; die von unten erwärmte Luft steigt in unregelmäßigen Partien auf, während gleichzeitig kühlere Luft von oben herabsinkt; in der Nacht wird dieses Spiel mehr oder weniger unterbrochen. Nach der Theorie muß sich aufsteigende (trockene) Luft auf 100 m Steigung um 1^0 abkühlen, sinkende Luft ebenso erwärmen; bei einem stabilen Gleichgewicht müßte also die Lufttemperatur in je 100 m Höhe um 1^0 niedriger sein. Dieser Zustand wird nun durch den Wasserdampf und seine Kondensation (wodurch Wärme frei wird), aber auch durch die Konvektionsströmungen verhindert. Im einzelnen sind die Tatsachen nur erst unvollkommen mit der Theorie in Einklang zu bringen. Tatsache ist, daß in der freien Troposphäre die Temperatur nach oben viel langsamer als 1^0 auf 100 m abnimmt,

ja sogar vielfach langsamer als im Gebirge — umgekehrt, wie man erwarten sollte, da ja im Gebirge die Erwärmung des Erdbodens die Abnahme nach oben langsamer machen müßte als in der freien Atmosphäre. Über das Maß der Abnahme s. die Tabelle nach *A. Wagner*, die aus den Ergebnissen der Ballonfahrten berechnet ist.

Es ist eine der denkwürdigsten Entdeckungen der letzten Zeit, daß in ungefähr 11 000—12 000 m (in Mitteleuropa) die Abnahme der Temperatur aufhört, ja, wieder eine geringe Zunahme eintritt; im großen und ganzen herrscht von hier aus aufwärts Isothermie, gleiche Temperatur. Darnach unterscheidet man, wie (S. 96) gesagt, die untere Troposphäre, die obere Stratosphäre. Diese letztere liegt außerhalb des Bereichs der Wärmewirkung der Erdoberfläche und der Konvektionsströmungen, sie hat gleichbleibende Witterung, keine Wolkenbildung, ihre Temperatur ist durch die Absorption der direkten Sonnenstrahlung bedingt und zeigt eine geringe jahreszeitliche Schwankung. Die Temperatur der Stratosphäre liegt in Mitteleuropa bei durchschnittlich —55⁰.

Mitteltemperaturen der extremen Monate in der Höhe über Mitteleuropa.

Höhe in km	Januar	Abnahme auf 1000 m	August	Abnahme auf 1000 m	Jahresschwankung
0⁰	— 1,5⁰		+ 17,4⁰		18,9⁰
		1,2⁰		3,8⁰	
1	— 2,7		13,6		16,3
		2,7		5,4	
2	— 5,4		8,2		13,9
		4,4		5,1	
3	— 9,8		3,1		13,6
		5,9		5,6	
4	— 15,7		— 2,5		14,1
		6,2		5,6	
5	— 21,9		— 8,1		15,0
		7,1		6,9	
6	— 29,0		— 15,0		15,5
		7,0		6,9	
7	— 36,0		— 21,9		16,1
		7,3		7,3	
8	— 43,3		— 29,2		16,1
		5,9		7,6	
9	— 49,2		— 36,8		13,8
		5,2		7,1	
10	— 54,4		— 43,9		11,2
		3,2		4,4	
11	— 57,6		— 48,3		9,3
		1,3		2,0	
12	— 58,9		— 50,3		8,6
		— 0,6		0,3	
13	— 58,3		— 50,6		8,1
		— 0,3		— 0,5	
14	— 58,0		— 50,1		8,3
		— 0,3		— 0,4	
15	— 57,7		— 49,7		8,7
		0,2		— 0,4	
16	— 57,9		— 49,3		9,0

Die Abnahme ist zunächst der Oberfläche gering, besonders im Winter, wird dann größer, erreicht ihr Maximum bei ungefähr 8000 m (etwa 7,5⁰ auf 1000 m), nimmt dann wieder ab. Die Jahresschwankung ist am größten an der Erdoberfläche, hat dann ein zweites, aber geringeres Maximum bei 7—8000 m, um dann schnell abzunehmen. In der Stratosphäre beträgt sie 8—9⁰.

Sehr auffallend ist es, daß die Grenze der Tropo- und Stratosphäre vom Pol zum Äquator ansteigt: am Pol 9 km (?), in Mitteleuropa 11—12 km, am Äquator 16 km. Infolgedessen reicht die Temperaturabnahme am Äquator viel weiter; während über Mitteleuropa die Temperatur der Stratosphäre, wie gesagt, —55⁰ im Mittel beträgt, sind am Äquator —84⁰ beobachtet worden. Die niedrigste Temperatur im ganzen Bereich der Erde findet sich also über dem Äquator! Eine Erklärung für diese Tatsache ist noch nicht möglich.

f) Horizontale Verteilung der Temperatur.

Zur Übersicht über die geographische Verteilung der Temperatur an der Erdoberfläche dienen die Isothermen-Karten. Isothermen sind Linien, welche die Punkte gleicher Wärme miteinander verbinden, und zwar der Lufttemperatur, gemessen in 2—3 m über der Erdoberfläche. Würde man dazu die beobachteten Temperaturen unmittelbar verwenden, so entstände infolge der mannigfaltigen Höhenlage der Stationen ein sehr krauses und unübersichtliches Bild. Daher müssen die Isothermen, um ihrem Zweck der Übersichtlichkeit zu entsprechen, die Temperatur im Meeresniveau wiedergeben, d. h. man muß die beobachteten Temperaturen auf Meeresniveau reduzieren. Dies geschieht, indem man gleichmäßig 0,5⁰ für je 100 m Höhe hinzuzählt. In Wirklichkeit ist der Reduktionsfaktor nach Ort und Zeit verschieden, wie wir gesehen haben. Da er aber nur von wenigen Orten bekannt ist, wählt man jenen gleichmäßigen Reduktionsfaktor, wobei der Fehler nicht allzu groß ist. Auf diese Weise kann man auch aus der Isothermenkarte die wahre Temperatur eines Ortes sofort wieder bestimmen, wenn man dessen Höhe kennt, indem man vom Werte der Karte 0,5⁰ auf 100 m abzieht. Man kann Isothermenkarten der Jahrestemperatur, der Jahreszeiten, der Monate usw. zeichnen. Die Jahresmittel haben nur eine sehr geringe Bedeutung für die Kennzeichnung des Klimas, da ganz verschiedene Klimate dasselbe Jahresmittel haben können. Wir be-

gnügen uns daher mit der Besprechung der Verbreitung der Mitteltemperaturen derjenigen beiden Monate, welche im größten Teile der Landoberfläche der kälteste und der wärmste sind, Januar und Juli, die den äußersten Sonnenständen nachfolgen. Sie geben die beste Charakteristik der Klimate. Am gewöhnlichsten sind Isothermenkarten der ganzen Erde, die heute in jedem besseren Schulatlas zu finden sind. Sie sind aus dem oben S. 80 angegebenen Grunde in Merkatorprojektion gezeichnet, reichen also nicht bis zu den Polen.

Würde das solare Klima herrschen, so würden die Isothermen regelmäßig parallel den Breitenkreisen verlaufen. Statt dessen fallen uns bedeutende Unregelmäßigkeiten ihres Verlaufes auf, welche im wesentlichen bedingt sind: 1. Durch die unregelmäßige Verteilung von Land und Meer und deren verschiedene Erwärmungsfähigkeit, infolge deren sich die Landmassen im Sommer stärker erwärmen, im Winter stärker abkühlen als das Meer; 2. durch die Winde, Bewölkung und Niederschläge. Die letzteren Faktoren werden wir erst später kennenlernen; wir müssen uns in dieser Hinsicht bei der Erklärung der Wärmeverteilung mit kurzen Hinweisen begnügen. Der Anblick der Isothermen lehrt, daß diese auf der südlichen Halbkugel ziemlich regelmäßig, auf der nördlichen sehr unregelmäßig verlaufen, was davon herrührt, daß auf der südlichen Halbkugel außerhalb des Polargebietes die Landmassen geringfügig sind gegenüber der ungeheuren Ausdehnung des Ozeans. Ferner ist allen Jahreszeiten gemeinsam, daß in den Tropen auf den Ozeanen die Isothermen von Ost nach West auseinander weichen, so daß die äquatoriale Hitzeregion im östlichen Teil jedes Ozeans schmal, im westlichen breit ist. Es ist dies die Folge der ostwestlichen Äquatorialströmung, welche das warme Wasser nach W führt, das dann an den Ostseiten der Meere durch kühleres Wasser ersetzt wird.

Betrachten wir zunächst die Isothermenkarte des Januar, also des typischen Wintermonats der Nordhalbkugel. Die Zone größter Wärme am Äquator reicht jetzt von diesem weiter südwärts als nordwärts. Die Isotherme von 25°, die wir als Grenze der äquatorialen Wärme ansehen können, läuft auf der Südhalbkugel im Januar im allgemeinen am Wendekreis, beugt sich jedoch in den erhitzten Festländern nach Süden aus: fast bis zur Südküste Australiens und Südafrikas, in Südamerika bis Südbrasilien und im Innern Argentiniens bis etwa 40° südlicher Br. Die Gebiete größter Hitze mit einem

Januarmittel über 30^0 nehmen jetzt, im Südsommer, das Innere Australiens, Südafrikas und Nord-Argentiniens ein und liegen also in der Nähe des südlichen Wendekreises, entsprechend dem Südstand der Sonne. In der Nähe des Äquators gibt es ein derartiges Hitzegebiet im Januar nur am oberen Nil und mittleren Kongo (auf Meeresniveau reduziert!). Sonst herrscht in der Äquatorialregion ein Januarmittel von $25-30^0$. Die auffallendste Unregelmäßigkeit der Südhalbkugel ist die sehr kühle Sommertemperatur an den Westküsten der Kontinente, hervorgebracht durch kaltes Küstenwasser (s. Meereskunde); sie zeigt sich in einer Einbiegung der Isothermen gegen den Äquator, mäßig an der Westküste Australiens, stark an der Westseite Afrikas, wo die 25^0-Isotherme fast bis zur Kongomündung, die 20^0-Isotherme bis zur Nordgrenze Deutsch-Südwest-Afrikas zurückweicht; noch stärker an der Westseite Südamerikas. Dort liegt die 25^0-Isotherme fast am Äquator, ja westlich der Küste (bei den Galapagos) sogar nördlich des Äquators, während die 20^0-Linie den Kontinent an der Nordgrenze Chiles (bei 22^0 südl. Br.) verläßt. Im übrigen verlaufen die Isothermen der Südhalbkugel regelmäßig. Die Januar-Isotherme 10^0 liegt bei etwa 50^0 Br. (Kerguelen-Inseln), reicht aber in Südamerika bis Feuerland, um dann an der Westküste wiederum bis fast 45^0 Br. zurückzubiegen. Die 0^0 Januarisotherme verläuft etwas diesseits des Polarkreises, so daß die ganze Südpolarregion auch im wärmsten Monat ein Mittel unter 0^0 hat (s. unten).

Auf der nördlichen Halbkugel, wo jetzt Winter ist, liegt die 25^0-Isotherme bei durchschnittlich 15^0 Br. Sie geht durch die Philippinen, die Halbinsel Malakka, die Südspitze Vorderindiens, greift an dessen Westseite bis Bombay aus, läuft dann durch den Golf von Aden über Massaua und durch den Sudan (Tschad-See) bis zum Kap-Verde; kreuzt Amerika durch Portoriko und Guatemala. Ihr folgt in ziemlich geringem Abstande annähernd parallel die 20^0-Isotherme. Weiter nordwärts aber erscheinen die größten Abweichungen vom normalen Verlauf. Die großen Kontinente Asien und Nordamerika sind im Winter sehr stark abgekühlt, während die Ozeane der nördlichen gemäßigten Zone, mit Ausnahme ihrer westlichsten Teile, durch äquatoriale Strömungen (Golfstrom, Kuroschiwo) bis in hohe Breiten hinauf unverhältnismäßig warm sind. Diese Erwärmung wird dann durch die Westwinde auch auf die Westseiten der Kontinente über-

tragen. Die im Januar kälteste Gegend der Erde, der sog. Kältepol, liegt bei Werchojansk östlich der unteren Lena in Ostsibirien, etwas nördlich vom Polarkreise ($67^1/_2{}^0$ Br.), mit einem Januarmittel von — 50,5°. Um dieses Zentrum herum beugen sich die Januar-Isothermen bogenförmig weit nach Süden aus in ganz Asien und Osteuropa, um dann in großem Bogen um den nordatlantischen Ozean polwärts zurückzuweichen. Die Januar-Isotherme von — 20° geht von der Beringstraße durch Kamtschatka, die Mandschurei (45° Br.), Irkutsk, Tobolsk, folgt dann dem nördlichen Ural über Nowaja-Semlja nach Spitzbergen. Die Isotherme — 10° geht von Süd-Kamtschatka nördlich von Peking vorbei durch die Mongolei zum Aral-See, dann durch Rußland nach NW (östlich Moskau und Petersburg vorbei) nach Lappland und zum Varangerfjord. Die 0°-Isotherme läuft durch Nord-Japan, Mittel-China (33° Br.), Turkestan, den Kaukasus, den Balkan zu den Ostalpen, wendet sich dann nordwärts über München, Berlin, Bergen, westlich von den Lofoten bis etwa 72° Br. Die 10°-Isotherme nähert sich schon dem normalen Verlauf: Süd-China, Himalaja, Süd-Kleinasien, Sizilien, Süd-Spanien, biegt dann im Atlantischen Ozean nordwärts bis vor den Ausgang des Ärmelmeeres.

Zwei bemerkenswerte Folgen ergeben sich aus diesem Verlauf der Isothermen des Januar in der alten Welt: 1. Das weite Hinabreichen starker Winterkälte in niedrige Breiten in Ost- und Mittelasien; daher hier sich die Isothermen stark zusammendrängen und eine sehr schnelle Abnahme der Temperatur von S nach N stattfindet (auf dem 120. Längengrad auf 22 Breitengrade 40° Unterschied!). 2. Die relative Erwärmung des westlichen und mittleren Europa (nördlich des Mittelmeergebietes) durch den Atlantischen Ozean, demzufolge hier die Januar-Isothermen rechtwinklig zu ihrer normalen Richtung von S nach N verlaufen, die Temperatur also nicht in dieser Richtung, sondern von W nach O abnimmt. Auf derselben Breite, auf der in Ostsibirien der Kältepol mit — 50° Januarmittel liegt, finden wir an der Westküste Norwegens ein Januarmittel von 0°.

In Nordamerika wiederholt sich dasselbe, aber in geringerem Maße, entsprechend der geringeren Größe des abgekühlten Kontinents. Das niedrigste Januarmittel, an der Nordküste westlich Boothia-Felix, ist etwa — 35°. Dagegen ist das von Hochland erfüllte Innere von Grönland außerordentlich kalt, auf Meeresniveau reduziert dürfte

im Inneren Nord-Grönlands —40° herrschen. Die Januar-Isotherme —20° geht vom Norden Spitzbergens (80° Br.) durch die randlichen Teile Grönlands herum, biegt in der Baffinbai wieder nordwärts aus, geht dann direkt südlich durch Labrador, bis in die Nähe des Lorenz-Golfes, dann westlich über Winnipeg, nordwestlich zur Beringsstraße. Die 0°-Januar-Isotherme geht von dem Norwegischen Meere nach SW über Süd-Island, östlich von Neufundland vorbei, erreicht das Festland bei Philadelphia (in der Breite von Neapel, das ein Januarmittel von 8° hat), läuft westlich über Cincinnati, St. Louis, dann nordwestlich zur Westküste südlich Sitka (57° Br.). Die 10°-Isotherme geht ungefähr durch Charleston und dann nördlich des Mexikanischen Golfes vorbei, dann nordwestlich bis San Franzisko. Also auch in Nordamerika Zusammendrängung an der Ostküste, warme Westseite. Aber hier im Westen Amerikas verhindert der Landabschluß des Ozeans ein so weites Vordringen des warmen Wassers nach Norden, wie es bei Europa statthat, daher in Amerika die Isothermen lange nicht so weit nordwärts zurückweichen. Ferner beschränkt sich die Erwärmung auf einen schmalen Küstenstreifen, da das dahinter sich unmittelbar erhebende Kordillerengebirge das Eindringen der warmen ozeanischen Luft in den Kontinent hindert. Daher kommt man von der warmen Südwestküste Alaskas (Januar 0—5°) in kurzer Entfernung in das Innere mit Januarmitteln von —20° und darunter.

Wenden wir uns nun zu den Isothermen des Juli. Entsprechend dem nördlichen Sonnenstande ist jetzt die Zone stärkster Erwärmung so weit nordwärts gerückt, daß ihre Südgrenze, die Linie von 25°, durchschnittlich bei nur 10° südl. Br. liegt. Sie geht durch die Nordspitze Australiens nach Sansibar, biegt sich innerhalb Afrikas südlich bis zum oberen Sambesi, dann aber an der kühlen Westküste bis über den Äquator hinaus zur Nigermündung; Amerika erreicht sie bei Pernambuko, umfaßt die Amazonenstrom-Niederung und verläßt das Festland am Äquator. Die übrigen Isothermen der Südhalbkugel, wo jetzt Winter ist, verlaufen ziemlich regelmäßig; die überheißen Gebiete in den Südkontinenten sind naturgemäß verschwunden, aber ohne durch besonders kalte ersetzt zu werden; die Ausbiegung nach Norden an den Westküsten ist geringer als im Südsommer. Die 20°-Isotherme verläuft so: durch Australien unter 20° südl. Br.; Süd-Madagaskar, Afrika am Wendekreis, an der Westküste bis zur Kongomündung hinauf; in Süd-Amerika: Rio de Janeiro,

Westseite fast bis zum Äquator. Die 10⁰-Isotherme: Nordinsel von Neuseeland, in Südostaustralien eine Einbiegung ins Innere, Adelaïde; durch den Indischen Ozean bei 42⁰ südl. Br., durch den Atlantischen Ozean bei 45⁰ Br.; La-Plata-Mündung; südlich Valparaiso. Die 0⁰-Isotherme bei etwa 54⁰ südl. Br., südlich Kerguelen, nördlich Süd-Georgien; Feuerland.

Die Wärmeverteilung im Sommer der Nordhalbkugel wird gekennzeichnet durch die starke Erhitzung der großen Kontinente an den Wendekreisen und bis weit in die gemäßigte Zone hinein. Demzufolge verläuft die Juli-Isotherme von 25⁰ in den Festländern weit nördlich. Während sie im Großen Ozean bei etwa 35⁰ nördl. Br. liegt und Süd-Japan durchschneidet, biegt sie nach Erreichung des asiatischen Festlandes nordwärts aus bis zum oberen Amur (50⁰ nördl. Br.) und zieht von hier westlich durch die Mongolei und die Kirgisensteppe, nördlich vom Kaspi-See vorbei; dann erst sinkt sie südlich zurück zum Mittelmeer und an der durch kaltes Küstenwasser abgekühlten Westküste Afrikas sogar fast bis zu den Kapverden, bis etwa 22⁰ nördl. Br. Von hier steigt sie im Atlantischen Ozean nach WNW an und setzt sich auch in Nordamerika in dieser Richtung fort von Washington zu dem oberen Missouri. An der abgekühlten Westküste wiederum scharfes Hinabsinken bis Nieder-Kalifornien. Im Sommer der Nordhalbkugel sehen wir an den Westküsten der Kontinente dieselbe Abkühlung wie auf der Südhemisphäre, jedoch nicht über die Wendekreise äquatorwärts fortgesetzt. — Innerhalb der so umrissenen Hitzeregion heben sich ausgedehnte Gebiete mit über 30⁰ Julimittel heraus; es sind das die ganze Sahara nebst dem Sudan, Arabien, Mesopotamien, Iran, das Indusland, der südliche Teil von Zentralasien (aufs Meeresniveau reduziert!) nebst dem südwestlichen China. Ja, innerhalb dieser Grenzen haben die inneren Gebiete der Sahara, Arabiens, Mesopotamiens, Irans und der untere Indus sogar über 35⁰. Das sind *die sommerheißesten Gebiete der Erde*, in denen freilich große Hochländer, wie Tibet, bedeutende Lücken darstellen. In Nordamerika ist das Gebiet mit über 30⁰ Julimittel viel beschränkter, nämlich auf Nord-Mexiko und das Kordillerengebiet bis etwa 42⁰ nördl. Br., noch dazu meist Hochland. Im ganzen aber ergibt sich die bemerkenswerte Tatsache, daß *die Sommerhitze der subtropischen Kontinente bei weitem die Temperatur der Äquatorialzone übertrifft.*

Auch die nördlicheren Juli-Isothermen zeigen die Wölbung nach Norden über den erwärmten Kontinenten, die nach Süden auf den Ozeanen. Die 20°-Juli-Isotherme geht nördlich von Nippon nach Wladiwostok, dann nordwärts bis in die Gegend von Jakutsk (60° Br.) und fällt von hier nach Westen langsam etwas südlich ab über Omsk, Kasan, südlich Moskau vorbei durch Südpolen, Wien, die Alpen, Mittelfrankreich zur Loiremündung, dann landwärts der Küste entlang bis Nord-Portugal (40$^1/_2$° Br.), von hier quer über den Atlantischen Ozean nach Portland an der Ostküste von Nordamerika (43$^1/_2$° Br.), nach Montreal, durch die Kanadischen Seen, dann nach NW bis 55° Br., um dann hart an der Westküste wieder bis Süd-Kalifornien (34° Br.) zu fallen. Diese Juli-Isotherme ist wichtig, da sie ungefähr der Nordgrenze mancher Kulturpflanzen (edler Obstsorten, Wein, Mais u. a.) entspricht. Die 10°-Juli-Isotherme bildet annähernd die Waldgrenze. Sie läuft vom Nordende Kamtschatkas nordwärts bis in die Nähe der Nordküste Sibiriens, um dann dieser im allgemeinen in mäßigem Abstande nach W zu folgen zur Jenisseimündung. Daher die bemerkenswerte Tatsache, daß am winterlichen Kältepol bei Werchojansk ein Julimittel von + 15,4° und Nadelwald herrschen. Dann weicht sie allmählich etwas zurück, geht der Nordküste Rußlands und der Halbinsel Kola entlang zum Nordkap. Durch den Atlantischen Ozean geht sie nach SW über Island bis gegen Neufundland, dann wieder nach NW durch Labrador und die Hudsonbai, um dann etwa dem Polarkreis bis zur Beringsstraße zu folgen, wo sie einen scharfen Bogen nach S bis zu den Alëuten bildet. Ein Julimittel unter 0° finden wir im Nordpolargebiet, im Gegensatz zu der niedrigen Sommertemperatur der Antarktis, nur im Innern Grönlands, vielleicht auch in der unmittelbaren Umgebung des Pols. Sonst ist überall in der Arktis im Sommer in der Nähe des Meeresspiegels die Wärme hinreichend für die Entwicklung einer Gras- und Krautvegetation, daher für die Existenz pflanzenfressender Landsäugetiere (Ren, Moschusochse, Polarhase) und des Menschen, während all dies in der Antarktis mit ihrem das ganze Jahr dauernden Frost ausgeschlossen ist. Dieser große Temperaturunterschied liegt wohl im wesentlichen darin begründet, daß die Antarktis innerhalb des Polarkreises Land, und zwar Hochland ist, von Inlandeis bedeckt, das sich im Sommer nicht über 0° erwärmen kann, während in der Arktis das Meer vorwaltet, das sich nicht so stark abkühlen kann und das den Eintritt warmer Strömungen erlaubt, während sein kaltes Wasser

und sein Meereis zum großen Teil nach wärmeren Breiten abströmen.

Die starke Abkühlung der großen nördlichen Festländer im Winter, ihre starke Erwärmung im Sommer ergeben ihre große jährliche Temperaturschwankung im Gegensatz zu der geringen Schwankung der nördlichen Ozeane und der unter ihrem Einfluß stehenden Westseiten der Kontinente, besonders Europas, worauf schon oben eingegangen ist.

Die großen Gegensätze in derselben geographischen Breite der nördlichen gemäßigten Zone erhellen aus folgender Tabelle, welche Orte annähernd derselben Breite in der Anordnung von West nach Ost gibt.

	Mittel des kältesten Monats	Mittel des wärmsten Monats	Jahresschwankung
40° n. Br.			
Westküste Amerikas	+ 8°	13°	5°
Binnenland Kaliforniens	7	28	21
Omaha	— 6	25	**31**
Neuyork	— 1	23	24
Coimbra (Portugal)	9	21	12
Neapel	8	24	16
Peking	— 5	26	**31**
Japan	— 2	23	25
50° n. Br.			
Vancouver (48½°)	3	15	12
Winnipeg	— 22	19	**41**
Anticosti (Neufundld.)	— 11	14	25
Plymouth	6	16	10
Lille	2	17	15
Frankfurt a. M.	0	19	19
Krakau	— 3	19	22
Kiew	— 6	19	25
Semipalatinsk	— 17	22	39
Blagowjeschtschensk	— 25	21	**46**

	Mittel des kältesten Monats	Mittel des wärmsten Monats	Jahres-schwankung
60° n. Br.			
Alaska	— 8	10	18
Hudsonbai	— 30	12	**42**
Bergen (Norw.)	+ 1	14	13
Christiania	— 4	17	21
Stockholm	— 3	17	20
Petersburg	— 9	18	27
Ust-Syssolsk (Dwina)	— 15	17	32
Bogoslowsk (W.-Sibirien)	— 19	17	36
Jakutsk (62°)	— 43	19	**62**
Ochotsk	— 24	13	37

Nach der geschilderten Verteilung der jahreszeitlichen Wärme läßt sich die Erdoberfläche in verschiedene Wärmezonen einteilen. (Vgl. Tafel I.)

1. Die Äquatorialzone. Dauernd hohe Wärme, die jedoch nie die Höhe der Sommerhitze in den subtropischen Kontinenten erreicht; sehr geringe jahreszeitliche Unterschiede; die Gleichmäßigkeit der hohen Temperatur ist das wichtigste Charakteristikum. Zwei Maxima der Wärme kurz nach den Äquinoktien, aber vielfach Abweichungen von dieser Regel. Temperaturunterschied zwischen Tag und Nacht bedeutend. Geringe Veränderlichkeit und geringe Abweichung, also Regelmäßigkeit aller Witterungsvorgänge. Stets gleiche Tagesdauer. — Zur räumlichen Abgrenzung der Äquatorialzone kann man die Jahresschwankung von 4° benutzen, die ungefähr zusammenfällt mit der Mitteltemperatur des kühlsten Monats von 24° (im Meeresniveau). Darnach fallen in die Äquatorialzone: die Inseln des Großen Ozeans bis Hawaii und Marianen im Norden (Wendekreis), Tahiti, Samoa, Teil der Fidschi-Inseln (18° südl. Br.), Salomonsinseln im Süden; ferner Neuguinea und die nördlichste Spitze Australiens, die ganze hinterindische Inselwelt außer dem Nordende der Philippinen (17° nördl. Br.); Saigun; die Halbinsel Malakka; Nikobaren; Ceylon und die südlichste Spitze von Vorderindien. In Afrika nur: die Ostküste vom Äquator bis Sansibar (6° südl. Br.), die Seychellen, Nordspitze Madagaskars bis 16° südl. Br.; im Inneren

das Seengebiet (infolge der Höhenlage Monatsmittel nur 23—21⁰); das Kongogebiet vom Äquator bis 5⁰ nördl. Br.; die Westküste von 10⁰ nördl. Br. (Konakry) bis 5⁰ südl. Br. (Oberguinea, Kamerun usw. bis nahe der Kongomündung). Das übrige Innere von Äquatorial-Afrika hat meist stärkere Jahresschwankung infolge kontinentalen Charakters. In Amerika: die gesamten Antillen, außer dem größten Teil von Kuba; Mittelamerika von Guatemala südwärts; Kolombia, Venezuela, Guayana, das Amazonenstrom-Tiefland und die Ostküste südwärts bis Pernambuco; Matto Grosso; die Anden von Ekuador und Peru (aber nicht die Westküste). Die andinen Hochflächen haben natürlich entsprechend ihrer Höhe niedrigere Temperatur, aber echt-äquatoriale geringe Jahresschwankung. (Quito 2850 m ü. M., wärmster Monat 12,8⁰, kühlster 12,4⁰; Schwankung 0,4⁰! Cuzco 3380 m ü. M. 11,3⁰, 7,7⁰, Schwankung 3,6⁰.) Hier herrscht in Wahrheit ein ewiges „Aprilwetter" mit häufigen Schauern und heftigen plötzlichen stundenweisen Umschlägen von Warm und Kalt, aber in allen Monaten gleich. (Mittlere Extreme in Quito 2,8⁰ und 23,6⁰.)

2. Die äußere Tropenzone. Einmaliges Wärmemaximum im Sommer; Jahresschwankung über 4⁰, also deutliche Jahreszeiten. Der kühlste Monat unter 24⁰. Abgrenzung polwärts durch die Isotherme des kühlsten Monats von 20⁰ (im Meeresniveau). Die Nordgrenze dieser Zone auf der Nordhemisphäre geht durch die Mitte Hinterindiens, die Gangesmündung, Süd-Arabien, Suakin, die Nordgrenze des Sudan; Florida-Straße; Mittel-Mexiko. Die Südgrenze auf der südlichen Halbkugel: Nord-Australien; in Afrika der 20⁰ südl. Br., an der Westküste jedoch die Kongomündung; Rio de Janeiro, Südgrenze von Ekuador.

3. Subtropenzone. Noch schärfere Jahreszeiten; im Binnenlande größte Sommerhitze. Abgrenzung polwärts die Isotherme des kühlsten Monats von 8⁰ (im Meeresniveau). Auf der Nordhemisphäre Nordgrenze: Süd-China, Himalaja, Mitte Irans; Taurusgebirge, Griechenland, Süd-Italien, Süd-Spanien; Golfküste der Vereinigten Staaten, Kalifornien. Südhalbkugel Südgrenze: durch die Nordinsel von Neuseeland, Melbourne, Adelaïde, südlich von Afrika vorbei; Buenos Aires; südlich von Santiago.

4. Gemäßigte Zone. Kältester Monat unter 8⁰; als Polargrenze diene die Isotherme des wärmsten Monats von 10⁰ (Waldgrenze). Ihr Verlauf auf der Nordhalbkugel ist bereits oben (S. 125) angegeben; Südgrenze auf der Südhalbkugel: nördlich von Kerguelen

und Falklands-Inseln; Feuerland. Auf der Südhalbkugel reicht demnach die gemäßigte Zone viel weniger weit polwärts als auf der nördlichen. Es sind zu unterscheiden:

a) Sommerheiße Gebiete, Julimittel über 25° (jedoch kältester Monat unter 8°, da sonst zu den Subtropen gerechnet): Süd-Japan, Mittel- und Nordchina (außer Mandschurei); Zentralasien, Kaspisches Becken, Teile von Kleinasien und der Balkanhalbinsel und Italiens; Vereinigte Staaten nordwärts bis Washington, Cincinnati, St. Louis; das Innere von Süd-Kalifornien. Auf der Südhemisphäre fehlt dieser kontinentale Typus in der gemäßigten Zone (nach unserer Abgrenzung) ganz.

Naturgemäß bilden die Hochländer innerhalb der genannten Gebiete vielfach Ausnahmen von der Sommerhitze. Die gewaltigen Hochländer Tibet und Pamir haben kühles, sehr unbeständiges Sommerwetter, „Aprilwetter", und scharfe Winterkälte. (Pamirski Post 3640 m hoch, Januar — 18,4° Juli 13,9°.)

b) Sommerwarme Gebiete, Julimittel 20—25° (im Meeresniveau): Ostasien bis Wladiwostok, Amur, Irkutsk; Westsibirien bis in die Nähe von Tobolsk; Rußland bis Kasan, Orel, Kiew; Mitteleuropa südlich der Nord-Karpathen, Wien, Alpen; Mittel-Frankreich, Bordeaux; von hier südwärts ist ein schmaler Küstenstreifen bis Nord-Portugal ausgenommen, der kühlere Sommer hat. In Amerika: die nördlichen Vereinigten Staaten (mit Ausnahme der kühlen Westküste). In der Südhalbkugel der Südosten Australiens, der Nordosten Patagoniens.

c) Sommerkühle Gebiete mit mäßigen Wintern. Wärmster Monat unter 20°, kältester über — 20°. Europa nördlich der oben angegebenen Linie; Britisch-Nordamerika bis Labrador—Alaska. Der Rest der südlichen gemäßigten Zone.

d) Winterkalte Gebiete, kältester Monat unter — 20°: der größte Teil von Sibirien, das nördlichste Nordamerika bis zur Waldgrenze. Auf der Südhemisphäre fehlt dieser Typus.

5. Polargebiete. Kein Monat über + 10°.

a) Sommerwarm: wärmster Monat über 0°; das ganze Nordpolargebiet außer dem Inneren Grönlands, sowie wahrscheinlich der unmittelbaren Umgebung des Nordpols. Der antarktische Ozean von der Breite der Kerguelen und Feuerlands bis in die Nähe des Polarkreises.

b) Sommerfrostgebiet: wärmster Monat unter 0°; die

ganze Antarktis innerhalb des Polarkreises und der genannte Teil von Grönland.

Eine andere Einteilung in Wärmezonen hat *Köppen* vorgeschlagen; er grenzt sie nicht nach Isothermen, sondern nach der Dauer gewisser Temperaturen (über 20°, zwischen 10 und 20°, 10 und 0°, unter 0°) ab. Es sei hier nur auf diese Methode hingewiesen, die für die Pflanzen- und Kulturgeographie manche Vorteile hat.

Aus dem Verlauf der Isothermen werden die Mitteltemperaturen der einzelnen Breitenkreise berechnet. Sie sind nach *Hann* (Meteorologie S. 141) in folgender Tabelle zusammengestellt, wobei auch die Landbedeckung der einzelnen Breitengrade hinzugefügt ist. Für die Umgebung der Pole sind die Mittel nur geschätzt. Sehr interessant ist der Vergleich dieser Tabelle mit der S. 104 gegebenen des solaren Klimas.

Breite	Land-bedeckung Prozent	Mitteltemperatur des Jahres	Mitteltemperatur des Januar	Mitteltemperatur des Juli	Jahres-schwankung
Nord 90°	—	— 22,7°	— 41,0°	— 1,0°	**40,0°**
80	20	— 17,1	— 32,2	2,0	34,2
70	53	— 10,7	— 26,3	7,3	33,6
60	61	— 1,1	— 16,1	14,1	30,2
50	58	5,8	— 7,2	17,9	25,1
40	45	14,1	5,5	24,0	18,5
30	43,5	20,4	14,7	27,3	12,6
20	31,5	25,3	21,9	**28,0**	6,1
10	24	**26,8**	25.8	27,0	1,2
0	22	26,3	**26 5**	25,7	0,8
Süd 10	20	25,5	26,4	23,0	3,4
20	24	23,0	25,3	19,8	5,5
30	20	18,4	21,6	14,5	7,1
40	4	11,9	15,4	8,8	6,6
50	2	5,4	8,4	3,0	5,4
60	0	— 3,2	3,2	— 9,3	12,5
70	71	— 12,0	— 1,2	— 21,0	19,8
80	100	— 20,6	— 4,3	— 28,7	24,4
90	100	— 25,0	— 6,0	— 33,0	27,0

Es ergeben sich daraus für die Gesamtheit der Erde folgende Tatsachen:

Die Zone der größten Erwärmung, der thermische Äquator, liegt im Jahresdurchschnitt nicht am Äquator, sondern nördlich desselben, noch mehr natürlich im Nordsommer (um 20⁰ Br.); im Südsommer rückt er nur bis zum Äquator, nicht erheblich südlicher. Diese nördliche Lage des thermischen Äquators ist die Folge der größeren Landausdehnung in den Subtropen der nördlichen Halbkugel, die sich infolgedessen stärker erwärmt.

Die Temperaturabnahme vom Äquator zum Pol erfolgt im Jahresmittel zuerst langsam, dann auf der nördlichen Halbkugel schneller, am schnellsten zwischen 60 und 70⁰. Auf der nördlichen Halbkugel besteht eine Abweichung insofern, als die Abnahme zwischen 50 und 60⁰ etwas langsamer ist als zwischen 40 und 50⁰. Im Januar dagegen ist die Abnahme am schnellsten zwischen 40 und 50⁰, hier drängen sich die Isothermen am meisten; im Juli ist die Abnahme am schnellsten auf der nördlichen Halbkugel zwischen 60 und 70⁰, auf der südlichen (Winter!) zwischen 50 und 60⁰. Vergleichen wir die Temperaturen der gleichen Breiten auf beiden Halbkugeln: im Jahr ist die nördliche Halbkugel in allen Breiten wärmer als die südliche. Im kältesten Monat jeder Halbkugel ist die nördliche kälter zwischen 35⁰ und dem Pol, dagegen zwischen 35⁰ und dem Äquator ist die nördliche etwas wärmer. Im wärmsten Monat ist die nördliche durchwegs wärmer. Die Jahresschwankung ist fast überall auf der nördlichen Halbkugel größer als auf der südlichen. Die südliche hat also durchwegs ein ozeanischeres Klima. Alle diese Unterschiede beider Halbkugeln erklären sich durch die größere Landausdehnung auf der nördlichen Halbkugel.

Das Temperaturgefälle von der Zone größter Wärme zum Pol beträgt im Winter der Nordhalbkugel 67⁰, im Winter der Südhalbkugel nur 61⁰; im Sommer der Nordhalbkugel 29⁰, im Sommer der Südhalbkugel 32,5⁰.

Die mittlere Temperatur der ganzen Halbkugeln ist:

	Jahr	Januar	Juli	Jahresschwankung
Nördliche Halbkugel	15,2⁰	8,0⁰	22,5⁰	14,5⁰
Südliche Halbkugel	13,4	17,3	10,3	7,0
Ganze Erde	14,3	12,6	16,4	3,8

Auch aus diesen Zahlen ergibt sich der ozeanische Charakter der Südhalbkugel, deren Jahresschwankung nur die Hälfte derjenigen der Nordhalbkugel ist, völlig im Gegensatz zum solaren Klima. Im

Jahresdurchschnitt ist sie um 1,8° kühler. So erleidet auch die Mitteltemperatur der ganzen Erde eine Jahresschwankung; sie ist im Nordsommer um 3,8° wärmer als im Südsommer, trotzdem sie sich im letzteren im Perihel befindet. Das Jahresmittel der ganzen Erde ist 14,3°.

Die geschilderten großen Unterschiede der tatsächlichen Wärmeverteilung gegenüber dem solaren Klima sind im wesentlichen durch die überwiegende Lage der Kontinente auf der Nordhalbkugel begründet. Dasselbe zeigt eine Vergleichung der Mitteltemperaturen der einzelnen Meridiane. Je mehr ein Meridian über Land läuft, desto größer ist die Jahresschwankung, und zwar ist in mittleren und höheren Breiten die Winterkälte größer als die Sommerhitze, im Vergleich zu einem ozeanischen Meridian. Im ganzen ist aber die östliche (kontinentalere) Halbkugel, auf der die Alte Welt liegt, wärmer als die westliche.

Aber der Umstand, daß die größeren Landmassen auf der nördlichen Halbkugel liegen, ist nicht allein die Ursache der Wärmeverteilung. Die tropisch erwärmten Meere senden beständig große Massen warmen Wassers in die höheren Breiten und bilden so für diese eine Art Warmwasserheizung. In den nördlichen Ozeanen, die schmal und gegen das Polargebiet nur wenig geöffnet sind, kommen diese warmen Wassermassen mehr zur Geltung als in den weiten Ozeanen der Südhalbkugel, zu denen die kalten Polarwässer ungehinderten Zutritt haben. Daher sind die nördlichen Meere wärmer als die südlichen auf gleicher Breite, auch in den Tropen. Daß die Passate und damit auch die Meeresströmungen der südlichen Halbkugel sich dem Äquator von Süden her mehr nähern, ja in großen Teilen der Äquatorialregion über den Äquator in die nördliche Halbkugel übergreifen, vermehrt den Wärmeüberschuß der letzteren, ist aber selbst wieder eine Folge der stärkeren Erwärmung der Nordhalbkugel infolge der Erhitzung der subtropischen Kontinente derselben.

Nimmt man die Mitteltemperatur eines Breitenkreises als dessen Normaltemperatur, so kann man die Abweichung jedes einzelnen Punktes desselben von dieser Normaltemperatur bestimmen. Diesen Wert nennt man die Wärme-Anomalie eines Punktes (positiv, wenn der Punkt zu warm, negativ, wenn er zu kalt ist). Verbindet man die Punkte gleicher Anomalie der Monatsmittel auf einer Karte durch Linien, so entstehen die Isanomalen, die Linien gleicher Temperaturabweichung von der Normaltemperatur.

Solche Isanomalenkarten für die extremen Monate bieten ein sehr lehrreiches Bild, das im wesentlichen das schon Gesagte noch einmal veranschaulicht. Wieder sind die Unterschiede von der Normaltemperatur viel größer auf der nördlichen Halbkugel als auf der südlichen.

Die Isanomalenkarte des Januar zeigt folgendes. Zu kalt ist fast ganz Asien, außer den Südspitzen Indiens und außer der Mittelmeerküste, aber auch das südöstliche Rußland. Der Kern dieses größten negativ-anomalen Gebiets des Januar liegt bei Werchojansk (Anomalie — 24⁰). Ein zweites derartiges Gebiet negativer Anomalie umfaßt Nordamerika außer der Westküste, Kern die Umgebung der Hudsonbai (— 8⁰ Anomalie, also viel schwächer als in Asien). Dagegen ist positiv anomal (zu warm) der Atlantische Ozean vom nördlichen Wendekreis nordwärts, mit Ausnahme der Küstennähe von Amerika, sowie fast ganz Europa. Der Kern dieses Gebietes liegt im nordwestlichen Norwegen: positive Anomalie + 20⁰! Um diesen Betrag ist also die nordnorwegische Küste im Januar wärmer als der Breitenlage zukommt. Die Isanomale + 10⁰ geht durch Lappland, Finnland, Norddeutschland, Westfrankreich. Entsprechend ist zu warm auch der nordpazifische Ozean (außer der Küstennähe Asiens) vom 38⁰ Br. nordwärts, einschließlich der Westküste Amerikas (bis + 12⁰ an der Küste Alaskas und Britisch-Kolumbias). Auf der Südhalbkugel, wo jetzt Sommer ist, sind positiv anomal das Innere von Australien (bis 8⁰), von Südafrika (bis 4⁰), Argentinien (bis 8⁰) und Ost-Patagonien; dagegen sind negativ anomal die Westküsten und angrenzenden Ozeane in Afrika und Südamerika (beide bis 4⁰).

Die Isanomalenkarte des Juli weist das entgegengesetzte Bild auf. Zu warm ist jetzt auf der Nordhalbkugel fast der gesamte Kontinent der Alten Welt, mit Ausnahme schmaler Küstenstreifen im Osten von Asien und Westen von Europa und Afrika. Kerne dieser positiven Anomalie sind Sahara sowie Mesopotamien — Iran — Zentralasien (in beiden Anomalie + 8⁰, also viel schwächer als die negative Anomalie im Winter). Zu warm ist auch Nordamerika außer den beiderseitigen Küsten und dem Nordosten von Britisch-Nordamerika. Letzterer Teil nebst dem Nordatlantischen Ozean ist jetzt zu kühl (aber nur bis — 4⁰ Anomalie zwischen Grönland und Neufundland und an der Westküste Nordafrikas und Portugals) und der nordpazifische Ozean (Kern Anomalie von — 8⁰ von Kalifornien bis zu den asiatischen Küsten, besonders von Korea nordwärts). Auf der

Südhalbkugel (Winter!) sind zu kalt: das Innere Australiens, West-Afrika und der Westen Südamerikas nebst Argentinien; in allen drei Gebieten geht die negative Anomalie nur bis 4⁰. Die größte positive Anomalie (4⁰) liegt auf dem Meere südöstlich von Kapland.

Auf der Nordhalbkugel sind die Anomalien im Winter viel stärker als im Sommer; auf der Südhalbkugel sind die überhaupt geringen Anomalien im Sommer stärker als im Winter. Deutlich zeigt sich, daß im allgemeinen die Westküsten der Kontinente zu kalt sind, auf der südlichen Halbkugel zu allen Jahreszeiten vom Äquator bis 40⁰ südl. Br., auf der nördlichen Halbkugel nur im Sommer, besonders zwischen 20 und 45⁰ Br.; dagegen sind die Westküsten der nördlichen Halbkugel außerordentlich zu warm im Winter von 40⁰ Br. nordwärts. In dieser selben Breite sind die Ostküsten zu allen Jahreszeiten etwas zu kalt. —

Außer den Mitteltemperaturen und den aus ihnen abgeleiteten Werten sind auch die äußersten Augenblickstemperaturen, die im Laufe des Jahres beobachtet werden, ein beachtenswerter klimatischer Faktor besonders für die Pflanzenwelt, die an die Ertragung der am Orte vorkommenden höchsten und niedrigsten Wärmegrade angepaßt sein muß. Aus den Extremtemperaturen der einzelnen Jahre berechnet man die langjährigen mittleren Extreme. Auf Karten können dann Linien gleicher mittlerer Maxima und solche gleicher mittlerer Minima gezogen werden, die in ihrem Verlauf im ganzen den Isothermen ähneln, die Maxima den Isothermen des wärmsten, die Minima denen des kältesten Monats. Ein mittleres Maximum über 40⁰, ja über 45⁰ hat fast das ganze Innere Afrikas und Australiens, ferner Arabien, Mesopotamien, Iran, der größte Teil Vorderindiens, Birma; Nord-Mexiko und die Felsengebirgsregion der Vereinigten Staaten; in Südamerika nur das Innere des Laplatastromgebiets. Die ozeanischen Tropengebiete haben mittlere Maxima von 30—35⁰, stehen also den subtropischen Kontinenten weit nach. Über 30⁰ haben die Ozeane bis etwa 40⁰ nördl. Br., 35⁰ südl. Br., das Innere der Nordkontinente aber bis 60⁰ Br., ja Ostsibirien an der Lena bis zu 70⁰ Br.! In Europa geht diese Linie durch Petersburg, Königsberg und an der Küste entlang bis zur Bretagne. Unter 20⁰ haben die Polarmeere und schmale angrenzende Küstenstreifen der Kontinente bis 60⁰ Breite hinab, mit Ausnahme der skandinavischen Küste, die überall über 20⁰ mittl. Maximum hat. Nur die kältesten Teile der Nordpolarregion bleiben unter

+ 10°. Auf der Südhalbkugel geht die Linie von + 20° durch Kerguelen und Kap Horn. In der Antarktis übersteigt das Maximum kaum 0°.

Das mittlere Minimum über 20° hat nur ein Teil der Äquatorialregion, nämlich der indische Archipel mit Neuguinea und den Karolinen, Malakka, Zeylon, Aden, Ostküste Afrikas bis Sansibar und der entsprechende Streifen des Indischen Ozeans; ferner die Küste Südamerikas von der Orinokomündung bis Bahia und die angrenzenden Teile des Atlantischen Ozeans. Besondere Beachtung verdient die Linie von 0° als die äquatoriale Grenze regelmäßiger, wenn auch schwacher Fröste. Sie läuft auf der Nordhalbkugel durch die Südspitze Japans, durch Südchina, den Himalaja, dann über Delhi und schließt das Pandschab ein, durch Süd-Iran über Bagdad zum Golf von Alexandrette, durch Süd-Griechenland, Sizilien, Gibraltar; — ein isoliertes Frostgebiet liegt in der nordwestlichen Sahara; — weicht dann im Atlantischen Ozean bis in die Nähe Irlands aus, um von dort nach SW gegen Florida zu ziehen, von hier westwärts an der Nordküste des Mexikanischen Golfes entlang, zur Spitze des Kalifornischen Golfes. Auf der Südhalbkugel liegt sie auf den Ozeanen durchschnittlich in der Breite der Kerguelen (50°, also in viel höheren Breite als auf der Nordhalbkugel), dringt aber in den Festländern weit gegen den Äquator vor: bis zur Nordinsel Neuseelands, dem Südosten Australiens, ja im Innern dieses letzteren bis 20° südl. Br. In Südafrika liegt ein isoliertes Gebiet mit Frösten im Innern ebenfalls bis 20° südl. Br. In Südamerika reicht die Linie bis dicht an Rio de Janeiro und bis Arika, im Inneren bis zu den Quellen des Parana und des Madeira.

Die Linien tieferer Minima zeigen auf der Nordhalbkugel dieselben Biegungen wie die Januar-Isothermen. So läuft die Linie von — 20° durch Nord-Japan, nördlich von Peking vorbei, westlich bis zur südrussischen Küste, dringt dann in die östliche Balkanhalbinsel, von hier aber geht sie nordwärts über Königsberg, Stockholm, folgt dem Skandinavischen Hochland bis östlich vom Nordkap. Von hier sinkt sie wieder südwestlich über Island, Neufundland nach Neuyork, zieht dann westlich über St. Louis, aber an der Westküste wieder hinauf bis zu den Aleuten. Die Gebiete mit mittleren Minima unter — 40° sind: fast ganz Sibirien, Nord-Spitzbergen, das Innere Grönlands und Britisch-Nordamerikas bis Winnipeg hinab; der untere Mackenzie hat — 50° mittl. Minimum. Die niedrigsten mittleren Minima, — 60°, fin-

den wir im Inneren Grönlands und in der Gegend von Werchojansk in Ostsibirien („Kältepol").

Die Jahresschwankung der mittleren Extreme schließt sich im allgemeinen derjenigen der Monatsmittel an. In den ozeanischen Tropengebieten bleibt sie zum Teil unter 10°; ihren höchsten Wert erreicht sie bei Werchojansk mit 95°!

Die absoluten Extreme sind die äußersten Temperaturen, die an dem einzelnen Orte jemals beobachtet sind; sie liegen natürlich weiter auseinander als die mittleren Extreme. Die höchste auf der Erde beobachtete Lufttemperatur ist die von 52°, und zwar in der Sahara und am unteren Indus, während in der Äquatorialzone meist 40° nicht erreicht werden. In der Sahara kommt in derselben Gegend eine Minimaltemperatur von —3° vor, so daß also die absolute Schwankung dort 55° beträgt. In den Wüsten Vorderasiens, Australiens und Nordamerikas werden annähernd 48°, am Mittelmeer, in Zentralasien, im Osten der Vereinigten Staaten etwa 40°, im Binnenlande Mitteleuropas und des mittleren Rußland, Kanadas, ähnlich in den ozeanischen Tropen, etwa 37°—38°, in Lappland 29°, an der Westküste Grönlands 23°—18° erreicht. Die absoluten Minima betragen in den ozeanischen Äquatorialgebieten zwischen 10 und 20°, in den kontinentalen Tropen vielfach fast bis 0° herunter. In Mitteldeutschland sind —33°, in Mittelrußland —40°, in Lappland —45°, im Inneren Nordamerikas (Winnipeg) —48° beobachtet. Die tiefsten Temperaturen unter —50° kommen in ganz Sibirien vor. Die niedrigste Temperatur, die bisher auf der Erdoberfläche beobachtet wurde, ist —67,4° in Werchojansk. Da hier Maximal-Temperaturen von über 30° vorkommen, beträgt an diesem Ort und in Jakutsk der Unterschied der höchsten und niedrigsten Temperatur an 100°! Für die ganze Erde sind die absoluten Extreme —67,4° und +52°, also ein Unterschied von 120°.

4. Luftdruck und Winde.

Wir haben die gesetzmäßige Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe kennengelernt. Jeder Höhenlage kommt ein bestimmter Luftdruck zu. Der tatsächliche Luftdruck ist aber bekanntlich nicht konstant, sondern unterliegt an jedem Ort mehr oder weniger zeitlichen Schwankungen. Man spricht von hohem Luftdruck, wenn er größer, von niedrigem Luftdruck, wenn er kleiner ist als der

Höhenlage zukommt. Aus diesen wechselnden Barometerständen berechnet man den mittleren Luftdruck für das Jahr und für die Monate, von welchen letzteren wieder die extremen, Juli und Januar, die meiste Beachtung verdienen, während der Luftdruck im Jahresmittel als eine unreale Größe keine Bedeutung hat. Aus dem Vergleich der mittleren Luftdrucke verschiedener Orte ergeben sich erhebliche Unterschiede von Ort zu Ort, die man, nachdem man die mittleren Luftdrucke, um sie vergleichbar zu machen, auf das Meeresniveau umgerechnet hat, durch Isobarenkarten (Isobaren = Linien gleichen Luftdrucks, vom griech. Báros, Schwere) veranschaulicht.

Die Schwankungen und die örtliche Verteilung des Luftdrucks an der Erdoberfläche haben unmittelbar keine nennenswerte klimatische Bedeutung, da sie weder auf die Erdoberfläche noch auf die Lebewesen einwirken, abgesehen von der Dünne der Luft in hohen Gebirgen. Unterschiede des Luftdrucks in der Horizontalen sind zu gering, um vom Menschen empfunden zu werden und um physiologische Wirkungen auszulösen. Dagegen sind selbst kleine Luftdruckunterschiede von ungeheurer Wichtigkeit dadurch, daß sie die Ursache der Winde sind, die selbst wieder, neben der Breitenlage, für das Klima eines Ortes durch Zufuhr kalter oder warmer, trockener oder feuchter Luft entscheidend sind. Alle Winde sind Ausgleichsströmungen, die von Orten höheren zu Orten niedrigeren Luftdrucks gerichtet sind, um diese Unterschiede auszugleichen, daher muß die Kenntnis der Luftdruckverhältnisse allen übrigen klimatischen Ausführungen zugrunde liegen.

a) Schwankungen des Luftdruckes an demselben Ort.

Es sind zu unterscheiden periodische und unregelmäßige Schwankungen.

Schwankungen in täglicher Periode. Innerhalb eines Tages zeigt der Barometerstand kleine, aber sehr regelmäßige Schwankungen, und zwar so, daß zwei Maxima um 9—10 Uhr vorm. und nachm., zwei Minima um 3—4 Uhr morgens und nachm. eintreten; die Schwankungen sind größer bei Tage als bei Nacht, in der trockenen bzw. warmen Jahreszeit größer als in der kühlen bzw. nassen. In den Tropen ist diese tägliche Schwankung am größten und regelmäßigsten; sie beträgt hier 2—3 mm. Sie nimmt gegen die Pole hin ab; in 60° Br. beläuft sie sich nur noch auf einige Zehntel Millimeter.

Schon in mittleren Breiten wird sie daher meist durch die unregelmäßigen Schwankungen verwischt. Die Lage am Meer oder im Binnenland, die orographische Lage, die Witterung u. a. sind von Einfluß. Es ist eine Erscheinung von hohem physikalischem Interesse, aber klimatisch ohne weitere Folgen. Man faßt sie (nach *Lamont*) auf als eine Kombination einer ganztägigen Welle, die durch den täglichen Wärmegang hervorgerufen wird, und einer halbtägigen Welle, die eine Resonanzerscheinung der ersteren zu sein scheint (*Margules*) [1].

Viel wichtiger sind die unregelmäßigen Schwankungen. Sie sind in den Tropen gering; nur selten ereignen sich hier plötzliche scharfe Depressionen des Luftdrucks, die zu Wirbelstürmen führen (s. unten). Dagegen folgen sich in höheren Breiten oft die Druckwellen dicht hintereinander, von verschiedener Amplitude und Dauer. Bei uns haben sie durchschnittlich eine Dauer von fünf Tagen und eine Amplitude von 30 mm; im Winter sind sie größer als im Sommer, auf den Ozeanen größer als im Festland. Sie sind die Folge unregelmäßiger Störungen in der Atmosphäre, die ihren Ort verändern und die Witterungswechsel verursachen; sie werden später im Zusammenhang behandelt. Hervorzuheben ist, daß demnach die Tropen auch hinsichtlich des Luftdrucks durch große Regelmäßigkeit und Gleichförmigkeit gekennzeichnet sind, und daß mit der geographischen Breite die Schwankungen zunehmen.

Ebenso verhalten sich die Monatsmittel des Luftdrucks. Sie sind wenig verschieden voneinander in den Tropen, am meisten verschieden in der gemäßigten Zone, und zwar ist hier in den Kontinenten der höhere Luftdruck im Winter, der niedrigere im Sommer, abhängig von der Wärme. Denn die Kälte zieht die Luft zusammen, sie wird schwer, die Hitze dehnt sie aus, sie wird leicht. Über den Ozeanen ist der Jahresgang anders: Maximum im Sommer, Minimum im Spätherbst; hier tritt die Einwirkung der verschiedenen Wärme zurück gegen die Verschiebung der Luftdruckgürtel mit dem Stande der Sonne. In den arktischen Gebieten liegt das Maximum im April oder Mai, das Minimum im Januar und Februar, ein zweites Maximum im November.

Die mittlere Abweichung der einzelnen Monatsmittel von den langjährigen Monatsmitteln, also die Unregelmäßigkeit der Jahr-

[1]) Über die Theorie der täglichen Luftdruckschwankung s. Hann, Meteorol. I, S. 182—198; W Trabert, Die Theorie der täglichen Luftdruckschwankung, Meteorol. Zeitschrift 1903.

gänge ist in den Tropen nur etwa 0,4, in Mitteleuropa im Juli 1,1, im Dezember 3,7; auf dem Nordatlantischen Ozean Juli 2,4, Januar und November 5,0 mm.

Die mittleren Schwankungen des Luftdrucks (d. h. der Unterschied des höchsten und des niedrigsten Luftdrucks) innerhalb eines Monats geben, auf Karten mit Isolinien dargestellt, ein übersichtliches Bild. In der Äquatorialregion ist diese Schwankung unter 5 mm und steigt dann ziemlich regelmäßig auf der Südhemisphäre bis 30 oder 40 am südlichen Polarkreis. Auf der nördlichen Hemisphäre liegen die Gebiete größter Monatsschwankung (im Winter über 45 mm, im Sommer über 25 mm) um Island und (im Winter 40 mm, im Sommer über 25 mm) in Alaska; in Mitteleuropa ist der Betrag im Winter 30, im Sommer etwa 20 mm.

Der absolut höchste Augenblicksbarometerstand, der bisher beobachtet ist, war am 23. Januar 1900 in Barnaul (Sibirien): 808,7 mm (auf Meeresniveau reduziert); der tiefste im Meeresniveau 689,2 am 22. September 1885 in Falsepoint (Orissa) am Golf von Bengalen bei einem Zyklon; in Großbritannien und Island ist mehrfach annähernd 692 mm beobachtet. Der größte Unterschied im Meeresniveau (aber nicht an demselben Ort) beträgt demnach 120 mm. Das entspricht ungefähr einem Höhenunterschied vom Meeresniveau bis 1400 m.

b) Verteilung des mittleren Luftdruckes auf der Erdoberfläche.

Von den Isobarenkarten, welche den auf Meeresniveau reduzier-Luftdruck darstellen, gibt es zwei Arten. Die einen verzeichnen den in einem bestimmten Augenblick beobachteten Luftdruck auf einem Teile der Erdoberfläche; das sind die synoptischen Wetterkarten, von denen später die Rede sein wird. Die anderen geben den mittleren Luftdruck des Jahres und der Monate aus langjährigen Beobachtungsreihen wieder. Solche sind zuerst gezeichnet worden von *Renou* (1864) für Frankreich, für die ganze Erde von *Buchan* (1869).

Von der letzteren Gruppe betrachten wir nur die in jedem besseren Atlas enthaltenen Karten des Januar und Juli (s. oben); die anderen Monate schließen sich teils diesen beiden Typen an, teils zeigen sie den Übergang von einem zum anderen. Bei der Wertung der Isobaren müssen wir uns bewußt bleiben, daß sie in den Tropen und einem Teil der Subtropen, in letzteren namentlich im Sommer,

tatsächliche Dauerzustände wiedergeben, da hier die Veränderlichkeit des Luftdrucks sehr gering ist. In den höheren Breiten dagegen sind sie rechnerische Abstraktionen aus sehr wechselnden Zuständen, so daß der durch die Isobaren ausgedrückte mittlere Zustand selbst vielleicht nur selten und vorübergehend wirklich vorhanden ist. Demzufolge sind auch die den Isobaren entsprechenden Winde in den erstgenannten Gebieten Dauerwinde, in den letzteren dagegen höchstens vorherrschende unter den wechselnden Winden.

Ähnlich wie die Isothermen zeigen auch die Isobaren auf der südlichen Hemisphäre einen viel gleichmäßigeren Verlauf als auf der nördlichen, wo die Kontinente bedeutende Störungen hervorrufen. Wir erkennen unschwer, daß die Verteilung des Luftdrucks von zwei sich durchkreuzenden Ursachen geleitet wird: 1. eine allgemeine terrestrische (oder „planetarische") Anordnung, deren Entstehung noch zu errötern sein wird; diese allgemeinen Züge der Anordnung kommen in allen Jahreszeiten zum Ausdruck, nur unterliegen sie einer Verschiebung nach Norden und Süden mit dem Stande der Sonne. 2. Die Einwirkung der verschiedenen Erwärmung und Abkühlung der Meere und Kontinente; diese Einwirkung ist im Sommer und Winter entgegengesetzt. Im Sommer erwärmen sich die Kontinente mehr und bilden daher über sich eine Auflockerung der Luft, ein Luftdruck-Minimum; im Winter kühlen sie sich stärker ab und bilden über sich eine Zusammenziehung der Luft, ein Luftdruck-Maximum. Dieselbe Wirkung, wie die Kontinente im großen, haben auch kleinere Landmassen (Inseln, Halbinseln) auf den Luftdruck, nur daß diese sich oft gegen die allgemeine Anordnung nicht durchzusetzen vermag und in den Übersichts-Isobarenkarten meist nicht zum Ausdruck kommt. Wollen wir zunächst die allgemeine terrestrische Anordnung des Luftdrucks kennenlernen, so haben wir die südliche Halbkugel ins Auge zu fassen, wo die Einwirkung der Kontinente infolge ihrer Kleinheit gering ist, einschließlich der ganzen Tropen, wo der thermische Unterschied von Land und Meer schwach ist.

Wir sehen sowohl auf der Januar- wie der Juli-Isobarenkarte in der Äquatorialregion eine Zone relativ niedrigen Luftdrucks, freilich nicht viel unter dem normalen Stand von 760 mm, im Januar zwischen etwa 15° nördl. Br. und 20° südl. Br., im Juli zwischen 20° nördl. Br. und 10° südl. Br. (im Durchschnitt; im Juli

im Atlantischen Ozean etwas über 760 mm). Dann folgt in der Südhalbkugel ein Gürtel höheren Luftdrucks, dessen Mittellinie im Januar bei etwa 35° südl. Br., im Juli bei 25—30° südl. Br. liegt. Es ist der Gürtel der sog. Roßbreiten. Im Juli (Südwinter) ist er ununterbrochen vorhanden und erreicht seine Maxima in Südafrika und im südlichen Indischen Ozean mit 768 mm Druck. Im Januar (Südsommer) wird er dagegen über den südlichen Kontinenten durch deren Erhitzung und Luftauflockerung unterbrochen und in drei Gebiete hohen Drucks über den drei Ozeanen aufgelöst, während über den Festländern durch diese örtlich verursachte Luftdruckminima liegen, am stärksten im nördlichen Australien, mit 752 mm.

Von dem Hochdruckgürtel der subtropischen Roßbreiten an sinkt der Luftdruck regelmäßig gegen den südlichen Polarkreis hin, und zwar zu allen Jahreszeiten, bis etwa 740 mm, dem tiefsten mittleren Luftdruck auf der Erdoberfläche, um von da polwärts wieder zu steigen. Es ergibt sich also als terrestrisches Normalprofil des Luftdrucks zwischen Äquator und Pol:

Niedriger Luftdruck am Äquator.
Hoher Luftdruck in den Subtropen bei etwa 30° Br. (Roßbreiten), jahreszeitlich etwas verschoben.
Sehr niedriger Luftdruck am Polarkreis.
Hoher Luftdruck am Pol. —

Auf der nördlichen Halbkugel erkennen wir dieselben Gürtel unverfälscht nur auf den Ozeanen: der Hochdruckgürtel der Roßbreiten im Januar über dem Atlantischen Ozean mit 764 mm zwischen 20° und 38° nördl. Br., gegen Europa hin etwas nördlicher ansteigend (etwa bis zur Loire-Mündung); über dem Großen Ozean mit 760—65 mm um den Wendekreis, ebenfalls mit nördlicherer Lage an der amerikanischen Küste (in Kalifornien); im Juli je ein elliptisches Hochdruckgebiet über dem Atlantischen Ozean: Zentrum von 768 mm Druck bei den Azoren (40° Br.) und südwestlich davon, und über dem Großen Ozean, Zentrum ebenfalls 769 mm im Westen von Kalifornien (40° Br.) — dann folgt die Zone niedrigen Druckes, im Januar als rundliche Minima über den beiden Ozeanen: im Großen Ozean Zentrum 751 mm südlich der Aleuten (50° Br.), besonders stark aber über dem Atlantischen Ozean, das sogenannte Isländische Minimum, Zentrum süd-

westlich dieser Insel mit 745 mm, aber sich lang erstreckend von Westsüdwest nach Ostnordost, von der Küste von Labrador bis nördlich von Skandinavien vorbei in die Barents-See hinein. (Jedoch ist gerade dieses Minimum sehr starkem Wechsel unterworfen.) Im Juli sind diese Minimal-Regionen viel weniger stark ausgeprägt: über den Aleuten und im Berings-Meer etwas unter 760 mm, südlich von Island 756 mm.

In dem Nordpolargebiet herrscht sowohl im Januar wie im Juli ein mittlerer Druck um 760 mm.

Während also auf den Ozeanen auch der Nordhalbkugel die allgemeinen Luftdruckgürtel vorhanden sind, entwickeln die beiden großen Festländer dieser Halbkugel in der Subtropen- und gemäßigten Zone ihr eigenes Luftdrucksystem mit völligem Gegensatz in Sommer und Winter. In der kalten Jahreszeit bedeckt infolge der Abkühlung hoher Luftdruck sowohl den asiatisch-europäischen als den nordamerikanischen Kontinent, gleichsam eine gewaltige Verstärkung und nördliche Ausdehnung des Roßbreitengürtels darstellend. Die Januar-Isobare von 760 mm zieht als Südgrenze des Roßbreiten-Hochdruckgürtels durch die Südspitzen Indiens, durch den Sudan, die Nordküste von Südamerika. Im Osten Asiens zieht die gleiche Isobare durch Japan und Kamtschatka; in Europa von Nordrußland nach SW durch Finnland, Schweden, England. Auf diese Weise ist das dreieckige winterliche Hochdruckgebiet Eurasiens umgrenzt; innerhalb desselben umgibt die Isobare 765 wieder eine noch stärker ausgebildete Zentralregion, und zwar läuft sie durch Iran, Himalaja, Süd-China, nahe der Ostküste Asiens entlang, an der Nordküste Sibiriens. Von Asien aus zieht eine sich westlich verschmälernde Zone hohen Drucks über 765 mm durch Südrußland, Ungarn, Alpen, Süd-Frankreich, Spanien, sich hier mit dem Roßbreiten-Maximum des Atlantischen Ozeans verbindend. So entsteht in Europa eine „barometrische Achse des Kontinents", welche die beiden Gebiete niedrigeren Drucks über den wärmeren Meeren, dem Mittelmeer und dem Nordatlantischen Ozean, trennt. Das nordwestliche Europa ist das Grenzgebiet zwischen dem hohen Luftdruck dieser „Achse" und dem niederen Druck des Isländischen Minimums, und diese Lage ist, wie wir noch sehen werden, für sein Klima maßgebend. Während das Hochdruckgebiet in Asien im Winter ziemlich beständig ist, sind die Isobaren in Europa nur Mittelwerte sehr schwankender Druck- und Witterungsverhältnisse, so daß die baro-

metrische Achse Europas keineswegs immer im Winter vorhanden ist. In Asien liegt der Kern des Hochdruckgebiets in der Mongolei mit 780 mm. Er fällt also nicht mit der Stelle größter Kälte (Werchojansk) zusammen, sondern besitzt bezeichnenderweise eine Mittellage zwischen derjenigen, welche der tiefsten Temperatur, und derjenigen, welche dem Roßbreitengürtel entsprechen würde; es sind also beide Tendenzen dabei beteiligt.

Kleiner und schwächer ist das winterliche Hochdruckgebiet in Nordamerika. Der ganze Kontinent hat im Januar über 760 mm mittleren Druck außer der Nordost-Küste Labrador—Boothia-Felix und der Küste von Alaska. Der Kern mit 768 mm (gegen 780 in Asien!) liegt in den Rocky Mountains zwischen 40 und 44° nördl. Br.

Im Sommer liegt über denselben, nun erhitzten Kontinenten je ein großes Luftdruckminimum, welches den Hochdruckgürtel der Roßbreiten völlig unterbricht und ihn, wie wir schon sahen, auf die Ozeane beschränkt. Unter 760 mm Druck hat im Juli ganz Asien, Nordafrika und Ost- und Nordeuropa; in unseren Erdteil hinein erstreckt sich aber nun das atlantische Roßbreiten-Maximum von SW her halbinselartig zwischen die Niederdruckgebiete, so daß die dasselbe begrenzende Isobare 760 mm durch England, Dänemark, Polen, Ungarn, das Jonische Meer, den Atlas läuft. Der Kern des Asiatischen Minimums (746 mm) liegt am unteren Indus und in Belutschistan, also direkt in einem der sommerheißesten Länder. Charakteristisch und folgenreich ist die, freilich schwächere, Zunge, welche das Minimum durch die erhitzte Sahara nach Westen aussendet. In Nordamerika beschränkt sich im Juli das Minimum auf eine ziemlich schmale Zone unter 760 mm Luftdruck (bis 755 mm) in der Kordilleren-Region zwischen den beiderseitigen Roßbreiten-Maxima. Im ganzen ist also die Tiefe der sommerlichen Minima über den Kontinenten (bis 15 mm unter dem normalen Druck) geringer als die Höhe der winterlichen Maxima (bis 20 mm über dem normalen Druck).

Eine derartige Unterbrechung der allgemeinen Luftdruckgürtel, wie die Nordkontinente hervorbringen, vermögen die Südkontinente bei ihrer geringen Ausdehnung nicht zu erzeugen. Wie wir sahen, beschränkt sich ihr Einfluß auf eine nicht sehr starke Unterbrechung des Hochdruckgürtels der Roßbreiten im Südsommer.

Die Berechnung des mittleren Luftdrucks der Brei-

tengrade (nach *Hann*, Meteor., S. 178) gibt folgende (abgekürzte) Tabelle (700 +).

Januar:

Breite	80°	60°	40°	30°	20°	10°	0°
Nord	57,5	60,8	63,9	**64,6**	61,9	59,0	57,8
Süd	—	43,0	**61,2**	61,1	58.8	57,7	57,8

Juli

Breite	80°	60°	40°	30°	20°	10°	0°
Nord	58,8	57,7	**60,1**	59,4	57,9	57,7	59,0
Süd	—	46,0	60,9	**65,3**	63,5	60,9	59,0

Man erkennt das Ansteigen vom Äquator nach den Roßbreiten (30° im Winter, 40° im Sommer der betr. Halbkugel, also mit Verschiebung nach dem Sonnenstande), die Abnahme von dort zum Polarkreis. Der niedrigste Luftdruck der Äquatorialregion liegt im Juli bei 15° nördl. Br., im Januar bei 5—10° südl. Br.

In jeder Halbkugel ist in ihrem Winter der Luftdruck größer als in ihrem Sommer. Daher muß ein Abfließen von Luft von einer Halbkugel zur anderen jedesmal beim Wechsel der beiden Jahreshälften stattfinden, und zwar nach derjenigen Halbkugel hin, die in den Winter eintritt. Man führt auf diese Luftversetzung die oben S. 61 erwähnte periodische Schwankung der Erdachse zurück.

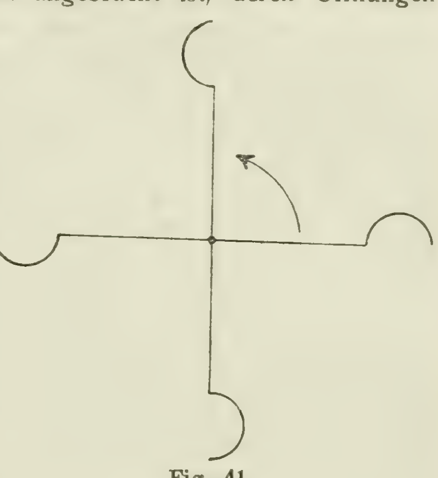
c) Allgemeines über die Winde und ihre Beobachtung.

Wind nennen wir jede Luftbewegung, die wir fühlen oder an bewegten Gegenständen sehen können. Daneben gibt es Luftbewegungen, die zu schwach sind, um bemerkt zu werden, oder die überwiegend auf- oder absteigend sind und sich dadurch unserer Beobachtung entziehen.

Die Winde machen das Wetter und sind damit ein Hauptfaktor des physischen Klimas.

Die Richtung des Windes wird benannt nach der Himmelsgegend, von der er kommt. Zu ihrer Bezeichnung genügt die acht- oder sechzehnteilige „Windrose“ (N, NNO, NO usw.). Eine genauere Einteilung ist zwecklos, da die Windrichtung immer etwas wechselnd ist. Das Altertum und noch heute der Volksgebrauch bei den Mittelmeervölkern benennt die Winde mit Eigennamen (Boreas, Notos usw.), welche mehr die Eigenschaften (kalt oder warm, trocken oder feucht),

die mit der ungefähren Richtung zusammenhängen, als die genaue Richtung selbst bezeichnen. Die Feststellung der Windrichtung geschieht durch die hoch und frei angebrachte Windfahne, die aber nur die horizontale Komponente der Luftbewegung angibt. Die Bewegung der höheren Luftschichten kann nur durch den Wolkenzug oder durch Ballons beobachtet werden. Die Windgeschwindigkeit wird gemessen mit dem Schalenkreuz-Anemometer (Fig. 41). Es ist ein horizontales, drehbares Kreuz, an dessen vier Enden je eine halbkugelförmige Schale vertikal angebracht ist, deren Öffnungen alle nach derselben Drehungsrichtung weisen. Dadurch, daß jeder Wind, mag seine Richtung sein welche sie wolle, jeweils in eine der Schalen trifft, wird das Kreuz von jedem Wind in dauernde Drehung gebracht; die Umdrehungsgeschwindigkeit wird durch ein Zählwerk angegeben. Das Verhältnis der Umdrehungsgeschwindigkeit zur Windgeschwindigkeit muß bei jedem Instrument besonders festgestellt werden, wobei noch Korrektionen für die Trägheit angebracht werden müssen. Der Winddruck wächst mit dem Quadrat der Windgeschwindigkeit. Meist wird die Windgeschwindigkeit nur durch Schätzung bestimmt, worin namentlich die Seeleute große Übung haben. Sie wird dann angegeben durch eine zwölfteilige (*Beaufort-*) oder eine zehnteilige Skala, wobei 0 Windstille, 12 bzw. 10 die Geschwindigkeit eines vollen Orkans bedeutet. Den Nummern der zehnteiligen Skala entsprechen (nach *Hann*) etwa folgende Windgeschwindigkeiten:


Fig. 41.

Stärke	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
m in 1 Sekunde	2	3,5	5,5	8	10.5	13,5	16,5	22,5	28	30—50

Die höchsten an der Erdoberfläche vorkommenden Windgeschwindigkeiten sind schwer festzustellen, dürften aber bei ungefähr 50 m in der Sekunde liegen (bei tropischen Zyklonen, wohl auch bei Stürmen in England). In Europa ist die größte mittlere Windgeschwindigkeit

einer Stunde etwa 28 m die Sekunde; einzelne Windstöße gehen, wie gesagt, weit darüber hinaus. Zum Vergleich sei angegeben, daß die Schnellzugsgeschwindigkeit etwa 18 m beträgt, also der Windgeschwindigkeit 7—8 entspricht.

Der Winddruck und die zerstörende Wirkung des Windes richtet sich natürlich nicht nach dem mittleren Druck einer Stunde, sondern nach der Kraft der einzelnen Windstöße. Man hat daraus, daß der Mistral in Südfrankreich zuweilen Eisenbahnwagen umwirft, einen Druck bis 250 kg auf den Quadratmeter berechnet. Bei einem Tornado in Nordamerika glaubte man auf einen Druck von 330 kg auf den Quadratmeter schließen zu können.

Die Bewegung des Windes ist unstetig, sie geschieht in einzelnen nach Stärke und Richtung verschiedenen Stößen.

Man gibt die Häufigkeit der Windrichtungen eines Ortes in Prozenten der Beobachtungen an; Westwind 30 Prozent heißt also, daß von allen Windbeobachtungen innerhalb eines Zeitraumes 30 Prozent auf die Westrichtung entfallen. Anschaulich stellt man die Winde eines Ortes durch Diagramme dar, indem man eine Windrose zeichnet, deren verschiedenen Richtungen man eine Länge entsprechend der Häufigkeit gibt. Liegen auch Geschwindigkeitsmessungen vor, so kann man den Richtungen eine Länge proportional dem vom Winde zurückgelegten Weg geben. Die Diagramme kann man auch dazu benutzen, um die Zusammenhänge der Windrichtungen mit anderen meteorologischen Werten (Temperatur, Niederschläge u. a.) darzustellen, indem man die Winkel zwischen den Richtungen entsprechend schraffiert[1]).

Die Beschaffenheit der Erdoberfläche hat Einfluß auf die Windgeschwindigkeit in ihrer Nähe infolge der verschieden großen Reibung und Hemmung; je rauher die Oberfläche, desto mehr verliert der Wind an Geschwindigkeit; daher ist letztere auf dem Wasser größer als auf dem Lande; auf dem Lande über freien Flächen größer als über Wald. Die Gebirge wirken differenzierend, indem sie zum Teil den Wind hemmen, ihn aber örtlich, z. B. in Engpässen, sehr verstärken, auch eigene Winde hervorrufen, wenn außerhalb Windstille herrscht (Gebirgswinde s. S. 155).

Mit der Höhe über dem Erdboden nimmt die Windgeschwindigkeit stark zu; das ergeben die Beobachtungen am Eiffelturm,

---

[1]) Z. B. bei Hann, Klimatologie I, S. 185.

an Ballons und am Wolkenzuge. Am Eiffelturm beträgt die mittlere jährliche Windgeschwindigkeit in 21 m Höhe 2,15 m in der Sekunde, in 305 m Höhe jedoch 8,71 m, also schon das Vierfache! In größeren Höhen wird die Zunahme langsamer. So ergeben die Drachenaufstiege bei Berlin 1905—1912 folgende mittlere jährliche Windgeschwindigkeiten in m/s:

Höhen	122	500	1000	2000	3000	4000
m/s	5,2	9,3	9,6	10,0	11,0	12,0

In noch größeren Höhen ergibt der Wolkenzug außerordentlich große mittlere Geschwindigkeiten, so nach den Beobachtungen in Upsala in 6—8 km Höhe 20,4, also eine mittlere Geschwindigkeit, die an der Erdoberfläche einem starken Sturm entsprechen würde; in Amerika ist in 10—12 km Höhe eine mittlere Windgeschwindigkeit von 42 m/s festgestellt worden! Vorübergehend kommen in diesen Höhen Geschwindigkeiten von 70—100 m/s vor, die an der Erdoberfläche unbekannt sind.

Bei dieser Zunahme der Windgeschwindigkeit nach oben wirkt das allmähliche Aufhören der Hemmung durch die Reibung an der Erdoberfläche zusammen mit der Dünne, daher Leichtflüssigkeit der Luft.

T ä g l i c h e P e r i o d e d e r W i n d g e s c h w i n d i g k e i t. Auf dem Lande ist allgemein, auch bei Dauerwinden, in der Nähe des Erdbodens die Windgeschwindigkeit des Nachts geringer als am Tage, und geht vielfach in nächtliche Windstille über; das Maximum der Geschwindigkeit ist um 1 Uhr nachmittags. Am stärksten sind die Unterschiede im Sommer und bei heiterem Himmel. In der Höhe ist gerade umgekehrt die Windstärke des Nachts am größten, das Minimum etwas vor Mittag, sowohl auf Berggipfeln wie beim Wolkenzuge. Die Ursache ist, daß des Nachts sich über dem Erdboden eine Schicht kalter, schwer beweglicher Luft lagert, die den Wind gewissermaßen vom Erdboden abhebt, wogegen am Tage durch die Konvektionsströmungen die unteren Luftschichten mit höheren gemischt und in deren Bewegung hineingezogen werden. Die oberen Luftschichten werden aber am Tage gerade durch diese Mischung mit den unteren, vielfach gehemmten Schichten verlangsamt, während sie des Nachts ihre Geschwindigkeit frei entfalten können. — Die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit ist örtlich ganz verschieden.

d) Entstehung und Gestalt der Windsysteme.

Der Wind, der an einem Orte beobachtet wird, ist meist nicht diesem Orte allein eigentümlich, sondern Glied eines größeren Windsystems, das über einem mehr oder weniger großen Erdraume sich ausdehnt und in ihm entsteht. Die Bildung und Anordnung solcher Windsysteme müssen daher im Zusammenhange vorgeführt werden.

Winde werden veranlaßt durch Luftdruckunterschiede in gleicher Höhe benachbarter Regionen. Solche Abweichungen des Luftdrucks von gleichmäßiger horizontaler Verbreitung sind entweder Verdünnung der Luft (Luftdruckminimum) oder Verdichtung der Luft (Luftdruckmaximum) über einem Erdraume, im Verhältnis zu dem Druck in der Umgebung. Beide Arten sind entweder durch Differenzen in der Erwärmung hervorgerufen: ein Luftdruckminimum durch größere Erwärmung einer Gegend im Verhältnis zur Umgebung, ein Luftdruckmaximum durch Abkühlung im Verhältnis zur Umgebung. Solche thermischen Minima und Maxima haben wir bereits im großen über den Kontinenten kennengelernt. Oder aber sie sind dynamisch entstanden, indem durch Bewegungen in der Atmosphäre an einer Stelle eine Zerrung und Luftverdünnung, an anderer Stelle eine Stauung und Luftverdickung eintritt. Solche dynamische Ursachen sind zum Teil bei den terrestrischen Luftdruckgürteln wirksam, wie wir noch sehen werden; aber auch bei den wandernden Minimis.

1. Luftdruckminimum. Betrachten wir einen senkrechten Schnitt durch eine Stelle der Atmosphäre. Wenn an dieser Stelle eine Luftverdünnung stattfindet, sei es durch Erwärmung oder dynamisch, so wird dadurch jede zwischen zwei Flächen gleichen Luftdrucks liegende Luftschicht nach oben ausgedehnt, die Flächen gleichen Luftdrucks, die vorher parallel zum Erdboden gelegen waren (Fig. 42 senkrechter Schnitt durch die Atmosphäre; Stadium I), heben sich und wölben sich über der betreffenden Gegend (Stadium II). Und zwar wird nach oben zu die Hebung immer stärker, da sich die Ausdehnung der einzelnen Schichten nach oben summiert (d. h. jede Schicht wird nicht nur durch die eigene Ausdehnung, sondern auch durch die Ausdehnung aller darunterliegenden Schichten gehoben). Dadurch gelangt jeder Punkt von gewisser Höhenlage in der Atmosphäre in höheren Luftdruck hinein als er vorher gehabt hat; der Luftdruck steigt in der Höhe, und zwar je höher die Lage, um so stärker die Steigung, während am Boden zunächst der Luftdruck

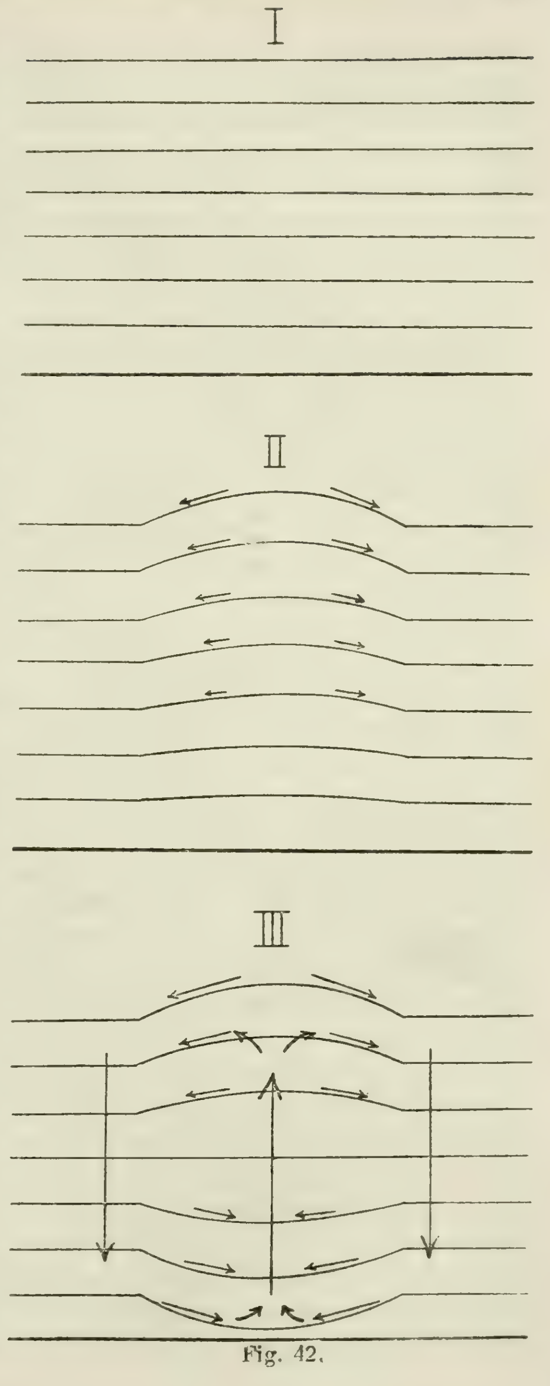


Fig. 42.

unverändert bleibt. Bei einer Erwärmung um 1° C heben sich die Flächen gleichen Luftdrucks in 1000 m Höhe um 3,7 m, in 2000 m um 7,3 m, in 4000 m um 14,6 m, in 6000 m um 22,0 m. Daher entsteht nun in der gesamten Mächtigkeit der Atmosphäre ein Gefälle des Luftdrucks von der Stelle der Luftverdünnung nach a u ß e n, die Luft fließt in die Umgebung ab. Infolgedessen wird die L u f t m e n g e über unserer Erdstelle g e r i n g e r, der Luftdruck am Erdboden sinkt, es entsteht am Erdboden ein Luftdruckminimum; und ebenso in den unteren Luftschichten. Die Flächen gleichen Luftdrucks suchen sich daher nach abwärts einzubeugen, aber mit einer nach oben a b n e h m e n d e n Stärke, da ja die Mächtigkeit der darüberliegenden Luftmenge nach oben immer geringer ist. Daher kommt es, daß in den unteren Schichten die Einbeugung der Flächen

gleichen Luftdrucks nach unten überwiegt, in den oberen aber die Aufbeugung nach oben stärker ist. Daher liegt in einer gewissen Höhe eine Luftdruckfläche horizontal, dort, wo die Luftdruckabnahme durch Abfluß gerade aufgewogen wird durch die Luftdruckszunahme infolge Hebung der Flächen gleichen Luftdrucks. So teilt sich die Atmosphäre in einem Luftdruckminimum in eine untere Schicht, in welcher der Luftdruck geringer ist als in der Umgebung, und eine obere Schicht, in der er größer ist als in der Umgebung (in gleicher Höhe). In der unteren Schicht fließt nun die Luft in das System hinein, in der oberen fließt sie hinaus, entsprechend dem Gefälle der Flächen gleichen Drucks. Infolgedessen entsteht im Zentrum des Minimums ein aufsteigender Luftstrom, da der Zustrom unten hinaufgesogen wird durch den Abfluß oben. Die oben abfließende Luft sinkt dann außerhalb des Systems irgendwo wieder hinab (Stadium III). Selbstverständlich macht sich die aufsteigende Tendenz im Innern des Systems auf die unten einströmende Luft schon von erheblichem Abstande vom Zentrum an mehr und mehr geltend. Diese stationär gewordene Bewegung in und um ein Minimum: Zustrom unten, Aufsteigen im Zentrum, Abfluß oben, dauert so lange als die Ursache der Luftverdünnung anhält. Ein solches System nennt man auch eine Zyklone.

2. Luftdruckmaximum. Ganz entsprechend, nur umgekehrt, ist das Bild, welches ein senkrechter Schnitt durch eine Luftverdickung darbietet. Die Schichten ziehen sich zusammen, die Flächen gleichen Luftdrucks beugen sich nach unten ein; an jedem Höhenpunkt nimmt der Luftdruck ab; die Luft fließt von allen Seiten hinein. Dadurch vermehrt sich die Luftmenge über dem betr. Teil der Erdoberfläche; an dieser und in den unteren Luftschichten steigt der Luftdruck über den der Umgebung, es bildet sich ein Luftdruckmaximum (Fig. 43), die Flächen gleichen Luftdrucks wölben sich nach oben. In dem höheren Teil dagegen bleibt der Luftdruck niedriger als in der Umgebung in gleicher Höhe, die Schichten gleichen Luftdrucks biegen sich im oberen Teil des Querschnitts nach unten. Daher Ausströmen der Luft im unteren Teil, Einströmen im oberen Teil, ein absteigender Luftstrom im Zentrum. Ein solches System nennt man eine Antizyklone.

Für unsere Beobachtung stehen natürlich die Verhältnisse an der Erdoberfläche im Vordergrund. Auf diese beziehen sich daher auch die Bezeichnungen Minimum (Zyklone), Maximum

(Antizyklone). Jedes dieser Systeme erscheint auf der Erdoberfläche umgeben von Isobaren, wie sie z. B. die Wetterkarten zeigen; beim Minimum folgen sich die Linien geringeren Luftdrucks nach innen zu, beim Maximum nach außen zu. Die Gestalt der Isobaren kann rundlich oder länglich sein, es kann aber auch das Minimum oder Maximum eine lange Zone mit parallelem Verlauf der Isobaren sein (wie bei den terrestrischen Luftdruckgürteln). Je stärker die Luftdruckunterschiede auf gleiche horizontale Entfernung, je stärker die Neigung der Flächen gleichen Luftdrucks im senkrechten Schnitt, desto näher liegen die Isobaren auf der Karte. Der Ausdruck dafür ist der

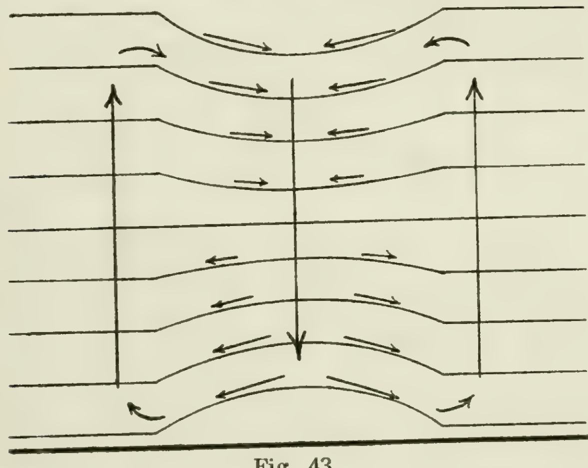


Fig. 43.

barometrische Gradient oder das Luftdruckgefälle, d. h. die horizontale Luftdruckdifferenz auf eine bestimmte Entfernung. Je stärker der Gradient, je näher also die Isobaren aneinander liegen, desto stärker ist die Geschwindigkeit des Windes, der dadurch erzeugt wird. Ein bestimmtes Verhältnis zwischen Gradient und Windgeschwindigkeit läßt sich aber nicht angeben, weil dabei die Mächtigkeit der bewegten Luftschicht, die Reibung u. a. in Betracht kommen.

Es ist nun von der größten Wichtigkeit, daß, abgesehen vom Äquator, die Winde nicht der Richtung folgen können, in welcher ihr Impuls wirkt, also geradeswegs in das Minimum hinein oder aus dem Maximum heraus, sondern daß sie durch die Erdrotation abgelenkt werden (s. oben S. 83), auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links (im Sinne ihrer Bewegung). Um ein rundliches Minimum der nördlichen Halb-

kugel entwickelt sich also an der Erdoberfläche ein Windsystem wie es Fig. 44 zeigt: Die Luft strömt in spiraligen Bahnen nach dem Zentrum des Minimums hin, so daß die Spirale (nach rechts abgelenkt) links gedreht ist; stellt man sich in der Richtung des Windes auf, so hat man das Zentrum links vorne. Auf der südlichen Halb-

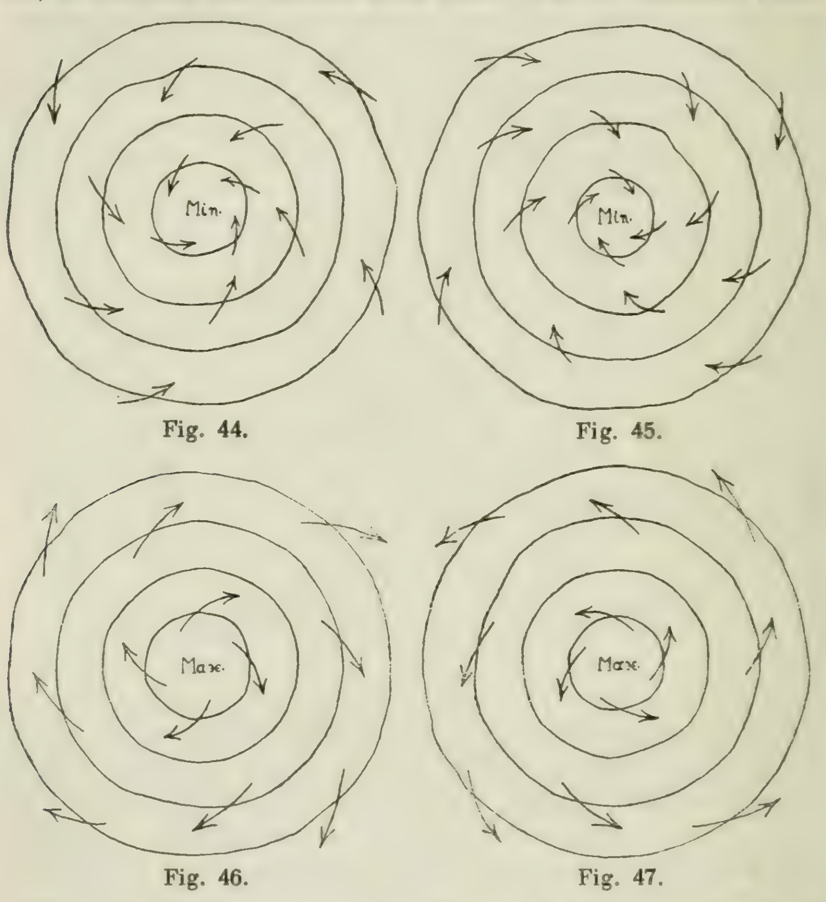


Fig. 44. Fig. 45.

Fig. 46. Fig. 47.

kugel ist (die Ablenkung nach links, Fig. 45) die Spiralbahn nach rechts gedreht. Bei der Antizyklone ist die Windbahn auf der nördlichen Halbkugel eine nach rechts gedrehte Spirale, auf der südlichen eine nach links gedrehte Spirale, die vom Zentrum ausgeht (Fig. 46, 47).

Jede Zyklone hat, wie oben ausgeführt, über sich in der Höhe eine antizyklonale Bewegung, jede Antizyklone über sich eine zyklo-

nale Bewegung. Also in jedem voll ausgebildeten Windsystem hat jeder Wind über sich einen entgegengesetzt gerichteten Oberwind.

Ist das Minimum oder Maximum nicht rundlich, sondern eine langgestreckte Zone, so entstehen keine spiraligen Windbahnen, sondern die Luftbewegung geschieht in sich parallel, aber schief zur

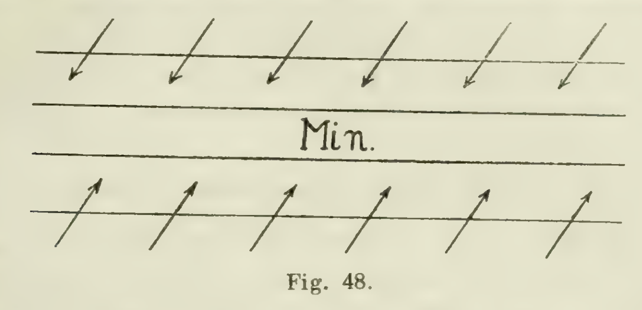


Fig. 48.

Achse des Systems (Fig. 48 auf der Nordhalbkugel, Fig. 49 auf der Südhalbkugel).

Der Winkel, den die Windrichtung mit den Isobaren bildet, also auch die Schärfe der Krümmung der Spirale, hängt ab 1. von der Windgeschwindigkeit, also vom barometrischen Gradienten; je näher die Isobaren gedrängt sind, desto stärker die Ablenkung, mit

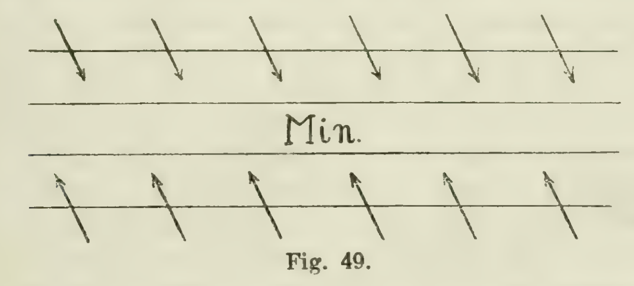


Fig. 49.

desto größeren Umwegen nähert sich die Luft dem Zentrum in der Zyklone oder strömt von ihm ab in der Antizyklone; 2. von der geographischen Breite; am Äquator findet keine Ablenkung statt, hier strömt also die Luft direkt auf das Zentrum eines Minimums los; je höher die Breite, desto stärker die Ablenkung und Krümmung. In hohen Breiten und bei starkem Gradienten wird daher die Windrichtung nahezu parallel zu den Isobaren. Je stärker die Ablenkung aus der direkten Richtung, desto mehr verzögert sich der Ausgleich der Luftdruckdifferenzen, desto langdauernder sind daher auch solche

Minima und Maxima und ihre Winde. Es ist das ein Hauptgrund für die Gleichmäßigkeit der Witterung am Äquator, wo entstehende Differenzen alsobald ausgeglichen werden durch die gradlinig einströmende Luft.

Dieses Gesetz der Gestalt der Windsysteme infolge der Ablenkung durch die Erdrotation ist das sog. Barische Windgesetz oder *Buys-Ballot*sche Gesetz, so genannt, weil dieser holländische Physiker es zuerst (1857) klar ausgesprochen hat. Es ermöglicht erst das Verständnis der Windrichtungen auf der Erde.

e) Die auf der Erde vorhandenen Windsysteme.

1. Die örtlich bedingten Wechselwinde.

Wechselwinde sind solche, welche im Laufe einer bestimmten Zeitperiode — eines Tages oder eines Jahres — zwischen entgegengesetzten Richtungen wechseln. Sie sind durch örtliche Luftdruckgegensätze bedingt, die durch zeitlich verschiedene Erwärmung benachbarter Erdräume hervorgerufen werden. „Örtlich" ist dabei zu verstehen als Gegensatz zu allgemein terrestrisch, auch wenn es sich um große Erdräume handelt.

A. Winde mit täglicher Periode. a) Küstenwinde (Land- und Seewinde). An den Küsten des Meeres, auch größerer Binnenseen, beobachtet man häufig einen regelmäßigen Windwechsel, indem am Tage Seewind, d. h. Wind vom Wasser zum Lande, des Nachts Landwind, d. h. Wind vom Lande zum Wasser, weht. In der Äquatorialzone herrscht diese Erscheinung mit großer Regelmäßigkeit, in den übrigen Breiten, z. B. am Mittelmeer, nur bei ruhigem Sommerwetter, wenn allgemeinere Luftströmungen fehlen oder so schwach entwickelt sind, daß sie von der Tendenz zum Küstenwind überwunden werden. Je höher die Breite, desto seltener ist dies der Fall; in den äußeren Teilen der gemäßigten Zone sind daher die täglich wechselnden Küstenwinde ziemlich selten. Der Seewind beginnt gegen 10 Uhr vormittags, so daß vielfach in den Morgenstunden die drückendste Hitze herrscht, während sie in den Mittagsstunden durch den Seewind gemäßigt wird. Der Seewind setzt zuerst auf der See ein, dringt gegen das Land vor und in dieses zuweilen 20—40 km weit hinein. Gegen Sonnenuntergang tritt Windstille ein, dann weht vom Beginn der Nacht der Landwind bis gegen Morgen. In der Höhe ist die Windrichtung jedesmal entgegengesetzt; die Höhengrenze

zwischen Unter- und Oberwind liegt zwischen 120 und 500 m. Die Ursache dieses auf die Nähe der Küste beschränkten Luftaustausches ist der Temperaturunterschied zwischen Land und Wasser. Am Tage erhitzt sich ersteres stärker, der Luftdruck über ihm fällt; des Nachts wird das Land kühler als das Meer, dieses hat jetzt niedrigeren Luftdruck. Die Erscheinung mitsamt dem Oberwind entspricht der Windbewegung zwischen einer Antizyklone und einer Zyklone, wobei diese zwischen Tag und Nacht ihren Platz vertauschen. Es ist klar, daß für das Zustandekommen eine kräftige Erwärmung nötig ist, daher die Beschränkung auf die warme Jahreszeit bzw. ein warmes Klima. Dabei bleiben doch die Luftdruckunterschiede sehr gering, so daß sie nur bei sonst gleichmäßiger Druckverteilung in Wirkung treten. An manchen Küstenstellen findet durch örtliche Bedingungen eine Ablenkung der Richtung der Küstenwinde statt. — Die Küstenwinde sind von erheblicher Bedeutung für den Menschen. Der Seewind mildert die Hitze und bringt reine Luft in das Land, fördert dadurch den Gesundheitszustand; ihm verdanken die Küsten in warmen Klimaten bedeutende klimatische Vorzüge vor dem Binnenlande. Ferner sind sie von großem Nutzen für die Segelschiffahrt, indem sie das Ein- und Auslaufen der Schiffe ermöglichen.

b) Berg- und Talwinde. Ein ganz ähnlicher Windwechsel, wie an der Küste, vollzieht sich im Gebirge unter denselben Voraussetzungen: warmes, ruhiges Wetter ohne übermächtige allgemeine Luftströmung. Dann weht am Tage der Wind talaufwärts gegen das Gebirge hin und an den Hängen hinauf, meist von 9—10 Uhr vormittags an; von Sonnenuntergang an umgekehrt vom Gebirge hinab. Der Nachtwind macht sich, mit oft starker plötzlicher Abkühlung, ziemlich weit ins Vorland hoher Gebirge bemerkbar und erfordert abends Vorsicht gegen Erkältungen. Diese Wechselwinde haben in manchen Gegenden Eigennamen. Die Gebirgsbewohner sehen in ihnen Anzeichen beständigen guten Wetters. In manchen engen Tälern oder Pässen erreichen Tal- und Bergwind sturmartige Heftigkeit. Auf den Hochpässen des Himalaja entwickeln sie in den Nachmittagsstunden eine solche Stärke, daß man zu dieser Zeit die Pässe nicht überschreiten kann. Bei den Gebirgs- wie bei den Küstenwinden macht sich die Ablenkung durch die Erdrotation kaum bemerkbar, weil sie keine große Strecke zurücklegen. — Die Ursache der Gebirgswechselwinde sind die thermischen Unterschiede zwischen Gebirge und Niederung. Des Nachts kühlen sich die höheren Teile und

die Berghänge stärker ab als die Tiefe, die kalte Luft der Höhe sinkt daher, weil schwerer, hinab. Für den Tageswind ist die Erklärung nicht ganz so einfach: die Flächen gleichen Luftdrucks (Fig. 50), im normalen Zustand horizontal, heben sich durch die Erwärmung, und zwar über den Tiefen stärker als über den Höhen, weil diese weniger erwärmt werden, aber auch, weil hier ja die einzelnen Luftschichten den Boden berühren, sich also an diesen Stellen nicht heben können. Daher tritt in jeder Luftschicht ein Druckgefälle gegen das Gebirge ein. Der Tageswind beschränkt sich daher nicht auf den Gebirgsabhang selbst als aufwärtswehende Strömung, sondern ist auch in der freien Atmosphäre in der Nähe des Gebirges als horizontale Bewegung vorhanden. Entsprechend sinkt am Tage der Luftdruck über der Niederung, steigt des Nachts.

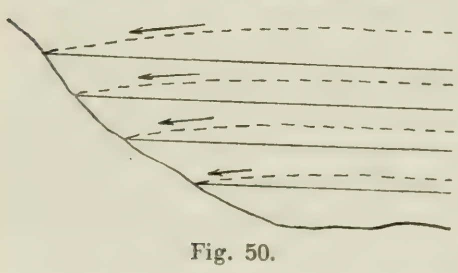


Fig. 50.

Die an den beiden Seiten eines Gebirgskammes am Tage aufsteigende Luft vereinigt sich über dem Kamm zu einem aufsteigenden Luftstrom, von dem aus dann die Luft in der Höhe wieder gegen die Niederung abfließt. Auf die Bedeutung der Gebirgswinde für Bewölkung und Niederschlag werden wir noch zurückkommen.

In manchen Gebirgsgegenden setzt sich der Wind einer Gebirgsseite auf die andere Seite fort, mit Unterdrückung des eigenen Windes der letzteren. Das ist der Fall, wenn die beiden Gebirgsseiten sehr verschieden erwärmt sind, z. B. auf der einen Seite ein heißes Tiefland, auf der anderen ein kühleres Hochland liegt. Dann bläst der Tageswind von der Seite der Niederung über den Kamm hinüber, so im Himalaja vom Tiefland im Süden gegen Tibet im Norden, des Nachts umgekehrt. In den Alpen bildet das Ober-Engadin ein Beispiel; dort weht am Tage der Wind nicht talauf, sondern vom Maloja-Paß herunter, des Nachts umgekehrt; hier sind die Wechselwinde des obersten Inntales die Fortsetzung derjenigen des Bergell an der Südseite der Alpen, da das Bergell tief und heiß, das Oberengadin aber hoch und flach geneigt ist, daher die Winde des Bergell diejenigen des Oberengadin unterdrücken.

B. Winde mit jährlicher Periode (Monsune). Das vom arabischen Mansim (Jahreszeit) stammende Wort Monsun (engl. mon-

soon, franz. mousson) bezeichnet die an den Süd- und Ostküsten Asiens herrschenden zwischen Sommer und Winter wechselnden Winde, ist dann von der Wissenschaft auf alle ähnlichen Wechselwinde ausgedehnt worden. Wie die täglichen Küstenwinde durch den täglichen Wärmeunterschied hervorgerufen werden, so die Monsune durch den Unterschied der Temperatur von Sommer und Winter, zwischen Land und Meer, aber mit der Besonderheit, daß entsprechend der längeren Dauer der Periode sich die jahreszeitlichen Winde viel weiter seewärts und landwärts über bedeutende Erdräume ausdehnen als die täglichen Winde. Jedes Land, das von Meer umgeben ist und nicht gerade in der der thermischen Jahreszeiten entbehrenden Äquatorialzone liegt, entwickelt die Tendenz zu Monsunwinden. Wie wir gesehen haben, erhitzt sich das Land im Sommer stärker als das Meer, bildet daher über sich ein Luftdruckminimum, eine Zyklone, aus, die Luft strömt in der Nähe der Erdoberfläche im Sommer vom Meere ins Land hinein, und zwar feucht und regenbringend. Im Winter kühlt sich das Land stärker ab als das Meer, bildet ein Luftdruckmaximum (Antizyklone) über sich aus, die Luft strömt in der Nähe der Erdoberfläche im Winter vom Lande zum Meer hinaus, und zwar kalt und trocken. Darüber jedesmal der entgegengesetzte Oberwind, nach dem barischen Windgesetz. Infolge der Ablenkung durch die Erdrotation entsteht das Schema der Fig. 51: auf der nördlichen Halbkugel (N) im Sommer auf der Nordseite Nordostwind, auf der Ostseite Südostwind usf. (Südhalbkugel „S"). Folge der voll ausgebildeten Monsune ist ein scharfer Gegensatz der Jahreszeiten in Temperatur und Niederschlag: der Sommer warm und naß, der Winter kalt und trocken.

Die Tendenz zur Monsunbewegung muß, wie gesagt, bei allen von Meer umgebenen großen oder kleinen Landmassen vorhanden sein, sofern überhaupt thermische Gegensätze der Jahreszeiten bestehen, also mit Ausnahme der Äquatorialregion. Sie wächst aber 1. mit der Größe der Landmasse, 2. mit dem Gegensatz der Jahreszeiten; wächst also von der Tropenzone polwärts. Dabei kommt es auf die geographische Breite des Kernes der Landmasse an. Ein in der gemäßigten Zone gelegener Landkern, wie z. B. der asiatische, kann durch seine Temperaturgegensätze einen Monsun erzeugen, der in die Äquatorialregion übergreift, während ein in dieser selbst gelegenes Land infolge seiner thermischen Indifferenz keinen Monsun

erzeugen kann. Ist also die Monsuntendenz außerhalb der Äquatorialzone allgemein zwischen Land und Meer vorhanden, so tritt sie doch, ebenso wie die täglichen Wechselwinde, in Widerstreit mit den allgemeinen terrestrischen Gürteln des Luftdrucks und der Winde. Es kommt also darauf an, welcher Gradient an der betreffenden Stelle und zur gegebenen Zeit der stärkere ist, ob die täglichen Wechselwinde, oder der Monsun, oder die allgemeine Luftströmung zur Herrschaft kommt. Das klassische Gebiet voller Monsunherrschaft ist daher das, wo der größte Kontinent in mittlerer geographischer Breite die stärksten jahreszeitlichen Temperatur- und Luftdruckgegensätze erzeugt: Asien, und zwar die ganze Süd-, Ost- und Nordseite des Kontinents. Im Innern desselben herrschen meist unbestimmte und schwache, nur gelegentlich und örtlich zu großer Stärke anschwellende Winde. Auf der Westseite, wo sich der Kontinent in dem gegliederten Europa zerfasert, wird die Monsuntendenz durch den übermächtigen Einfluß des Isländischen Minimums und des Roßbreitenmaximums unterdrückt.

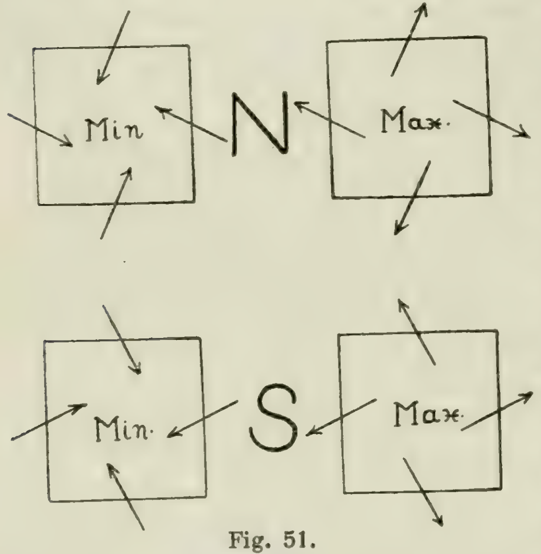


Fig. 51.

An der Südseite Asiens ist der Monsun am stärksten; seine Richtung (vergleiche Schema Fig. 51 N) ist im Sommer im allgemeinen SW, im Winter NO mit Ablenkung durch die Gestalt der Länder. Der Sommermonsun weht über beide Indien bis zum Himalaja und den Südchinesischen Gebirgen, über Südarabien und den Indischen Ozean bis zum Äquator, wo im Hochsommer der Südost-Passat der südlichen Halbkugel unmittelbar, mit Drehung in SW, in ihn übergeht. Der Wintermonsun weht über dieselben Gebiete, dringt im Indischen Ozean sogar über den Äquator bis 10° südl. Breite vor, hier zu Nordwestwind umgelenkt. Auch an der Ostküste Äquatorial-Afrikas herrscht der asiatische Monsun, im Sommer als SW, im Winter als NO

der Küste parallel, im Winter sogar bis zur Straße von Mozambique reichend. Äquatorial-Afrika selbst vermag keinen eigenen Monsun hervorzurufen (s. oben S. 157). Die Mächtigkeit des Monsuns ist in Indien im Sommer $3^1/_4$—$4^1/_2$ km, im Winter 1,7—2,1 km; darüber weht der entgegengesetzte Oberwind. An der Ostküste Asiens ist der Sommermonsun ein Süd- bis Südostwind, der Wintermonsun ein Nord- bis Nordwestwind. Beide erstrecken sich weit in den Großen Ozean hinein, ins Innere im Sommer über ganz China und Mandschurei; von hier nordwärts ist der Sommermonsun mehr auf die Küste beschränkt; der Wintermonsun herrscht aber bis in die östliche Mongolei, zum Baikal-See und zur mittleren Lena hin. Zwischen Ost- und Südasien vollzieht sich über dem hinterindischen Archipel eine eigentümliche Verbindung mit einem zweiten Monsunsystem, dem von Australien. Da dieses südhemisphärische, den asiatischen entgegengesetzte Jahreszeiten hat, also Luft ausstößt, wenn Asien ansaugt und umgekehrt, bildet sich im Nordsommer (Winter in Australien) ein zusammenhängender Luftstrom von Nord-Australien als Südostwind über Neuguinea und die Sunda-Inseln, weiter als Südwind bis Südchina, umgekehrt im Nordwinter vom Gelben Meer her als Nordostwind über die Philippinen und die China-See, als Nordwestwind über die Sunda-Inseln, als Nordwind über Neuguinea bis nach Australien hinein. An der Nordküste Sibiriens wehen im Sommer Nordostwinde vom Eismeer herein, im Winter Südwestwinde aus dem Lande.

Die Monsune Australiens sind schwächer, aber doch deutlich. Die Winde der Nordseite und ihren Zusammenhang mit dem asiatischen Monsun haben wir eben besprochen. An der Ostküste weht im (Süd-)Sommer Ost- bis Nordostwind, im Winter West- bis Südwind; an der Südküste im Sommer Süd- bis Südostwind, im Winter Nord- bis Nordwestwind. An der Westseite wird der Monsun durch den Südost-Passat unterdrückt mit Ausnahme der Südwestecke. Im südlichen Australien wird übrigens die Herrschaft der Monsune häufig durch umlaufende Winde im Gefolge von wandernden Minimis unterbrochen.

Andere Gebiete mit bemerkbarer, wenn auch nicht bis zur Herrschaft durchdringender Monsuntendenz sind: Nordamerika, wo in Texas und an der Westküste von Mexiko und Kalifornien Monsune auftreten; ferner wird an der tropischen Westküste Afrikas vom Kongo bis zum Senegal im Nordsommer der Südost-Passat nach NO

ins Land hinein, als eine Art Sommermonsun, abgelenkt, und zwar durch die starke Erhitzung Nordafrikas (Sahara, Sudan), nicht durch Äquatorial-Afrika! Auch Spanien zeigt Neigung zum Monsun, indem im Sommer vielfach die Winde hineingesogen werden. Endlich entwickelt das Kaspische Meer eine Art Monsun, indem im Winter die Luft vorherrschend zum See, im Sommer vom See ins Land weht.

2. Die allgemeinen Windgürtel der Erde.

Von den örtlichen Wechselwinden schreiten wir fort zu denjenigen Luftströmungen, welche allgemeiner Entstehung und Verbreitung auf der ganzen Erde sind, soweit sie nicht durch örtliche Faktoren unterbrochen werden. Sie stehen im engsten Zusammenhang mit den Luftdruckgürteln, die wir besprochen haben, und sind wie diese am reinsten auf der Südhalbkugel ausgebildet. Wir betrachten zunächst die Luftströmungen an der Erdoberfläche.

In der Nähe des Äquators entspricht der Zone niedrigen Luftdrucks ein Gürtel von Windstillen und schwacher, veränderlicher Winde, der äquatoriale Kalmengürtel. In Wirklichkeit ist es ein Gürtel aufsteigender Luftbewegung, entsprechend dem Zentrum einer Zyklone. Der Kalmengürtel verschiebt sich mit den Jahreszeiten, indem er sich dem thermischen Äquator anpaßt, allerdings mit erheblicher Verspätung; seine südlichste Lage hat er im März, seine nördlichste im September. Seine mittleren Grenzen sind: im Atlantischen Ozean im März der Äquator und 3° nördl. Br., im September 3° und 11° nördl. Br., im Großen Ozean im März 3 und 5° nördl. Br., im September 7 und 10° nördl. Br. In diesen Ozeanen liegt er also immer nördlich vom Äquator. Im Indischen Ozean finden wir ihn aber am Ende des Nordwinters in etwa 10° südl. Breite, während er im Nordsommer fast völlig verschwindet (s. oben S. 158). Die Verschiebungen der ziemlich schmalen Kalmenzone bringen es mit sich, daß nur wenige Gebiete dauernd in ihr liegen, die meisten zwischen Kalmen (im Sommer der betreffenden Halbkugel) und den Passaten (im Winter) wechseln.

Auf beiden Seiten schließt sich je ein Gürtel ununterbrochener Dauerwinde, der Passate, an. Der Name kommt vom spanischen passata (Überfahrt), weil die Passate zur Fahrt nach Amerika benutzt wurden; französisch heißen sie vents alizés, englisch trade-winds, beides bedeutet beständige Winde. Die Passate wehen von dem Luftdruckmaximum der Roßbreiten nach dem Minimum der Kalmenzone,

mit Ablenkung: auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, also Nordost-Passat, auf der südlichen Halbkugel nach links, also Südost-Passat. Auch sie erleiden eine Verschiebung mit den Jahreszeiten, nordwärts im Nordsommer, südwärts im Südsommer; bei der erheblichen Breite zerfällt also jeder der beiden Passatgürtel in eine äquatoriale Grenzzone, wo der Passat nur im Winter der betr. Halbkugel weht, eine innere Zone, in der er das ganze Jahr herrscht, und eine polare Grenzzone, wo er nur im Sommer weht. Da die Roßbreitenmaxima am stärksten mitten in den Ozeanen als je eine Antizyklone ausgebildet sind, so greifen die Passate an der Ostseite der Ozeane weiter polwärts aus und haben dort eine mehr meridionale Richtung als in der Mitte; auf der Westseite der Ozeane sind sie mehr Ostwinde und drehen sich im Westen der Antizyklone sogar in die Richtung vom Äquator polwärts um. Die mittlere Windstärke in den zentralen Teilen der Passatregion ist 6—8 m die Sekunde; es sind also ziemlich lebhafte, dabei meist trockene Winde bei klarem Himmel.

Betrachten wir die beiden Passatgürtel in ihren einzelnen Teilen etwas näher.

Der Passat der südlichen Halbkugel, der Südost-Passat, ist der mächtigere und zusammenhängendere. Im Großen Ozean weht er im Südsommer der Westküste Südamerikas entlang als Süd- und Südsüdostwind von Mittelchile bis über den Äquator hinaus bis 10⁰ nördl. Br., weiter westlich nimmt er von Süden her an Breite ab und wendet sich zugleich mehr und mehr nach Westen (als Ostwind), ja im westlichen Teil des Ozeans, von 180⁰ L. an, wird er unter dem Einfluß der ansaugenden Monsuntendenz Australiens zum Nordostwind. Im Mittel liegt er im März zwischen 3⁰ nördl. und 28⁰ südl. Br. Im Südwinter herrscht er an der Westküste Südamerikas von Valparaiso im S bis Kostarika im N, aber nördlich vom Äquator als Südwestwind umgelenkt; weiter westlich weht er durchwegs als Südostwind bis Australien; und zwar sind seine mittleren Grenzen im September 7⁰ nördl. und 20⁰ südl. Br. — Im Atlantischen Ozean im Südsommer ganz ähnlich: an der Westküste Afrikas entlang als Südwind vom Kap bis Oberguinea; weiter westlich als Südostwind; seine Südgrenze weicht westlich zurück bis 15⁰ südl. Br. an der brasilischen Küste; im Mittel nimmt er im März den Raum zwischen dem Äquator und 25⁰ südl. Br. ein. Im Südwinter weht er bei Afrika wieder als Südwind, sonst als Südostwind, etwa von 25⁰ südl. Br. bis 3⁰ nördl. Br. Auch das ganze Südamerika öst-

lich der Anden in dieser Breite wird im Südwinter von Südost-Passat überweht, im Südsommer ähnlich, aber mit Ablenkung der Richtung mehr nach SW hin. In Afrika werden nur die Ränder der Festländer vom Passat mitbetroffen.

Wir sehen, daß der Südost-Passat der südlichen Halbkugel sowohl im Großen wie im Atlantischen Ozean über den Äquator auf die nördliche Halbkugel übergreift. Im *Indischen Ozean* dagegen ist dies im Südsommer nicht der Fall; da liegt die Nordgrenze des Südost-Passats bei 10° südl. Br., die Südgrenze reicht bei Australien (als Südwind) bis 35° südl. Br., bei Afrika (hier als Ostwind) bis 30° südl. Br. Im Südwinter liegt die Südgrenze bei etwa 30° südl. Br., und am Äquator geht der Südost-Passat mit Drehung nach rechts in den Südwest-Sommermonsun Asiens über. Australien ist durch seinen Monsun aus dem Südost-Passat ausgeschlossen.

Nun der *Nordost-Passat* der nördlichen Halbkugel. Im *Großen Ozean* im *Winter*: über der ganzen Breite des Ozeans als Nordostwind, im März zwischen 25 und 5° nördl. Br., gegen den indischen Archipel in den Nordost-Monsun übergehend. Im *Sommer* (September) durchschnittlich zwischen 30 und 10° nördl. Br., bei Amerika als Nordwind, weiter westlich als Nordost-, dann als Ostwind, und von den Marianen ab übergehend in den Süd-Monsun.

Im *Atlantischen Ozean* im Winter (März) zwischen 26 und 3° nördl. Br. ziemlich gleichmäßig als Nordostwind, nur bei Afrika als Nordwind. Im *Sommer* (September) zwischen 35 und 11° nördl. Br., aber jetzt im westlichen Teil des Ozeans nur bis 25° nördl. Br. reichend, dagegen auch über Guayana und Venezuela sich erstreckend. In beiden Jahreszeiten über Westindien und Zentralamerika hinwehend, im Sommer fast als Ostwind. Auch auf dem Festlande der Alten Welt weht der Nordost-Passat, wenn auch weniger gleichmäßig als über dem Ozean, im Winter in der Sahara, Arabien, Iran; im Sommer über dem Mittelmeer und der nördlichen Sahara, Nord-Arabien, Iran. Im *Indischen Ozean* sowie Südasien wird der Passat durch den Monsun ersetzt; dieser stimmt im Winter mit der Richtung des Passats (NO) überein, der Winter-Monsun kann daher als Passat aufgefaßt werden; im Sommer dagegen ist die Monsun-Richtung dem Passat entgegengesetzt.

Fassen wir zusammen, so liegt die Zone des Nordost-Passats durchschnittlich zwischen 29 und 7° nördl. Br., die des Südost-Passats zwischen dem Äquator und 27° südl. Br., und zwar erstrecken sie

sich über die ganzen Ozeane mit Ausnahme des nördlichen Indischen, sowie über Mittelamerika, den Osten von Südamerika, Nordafrika und Vorderasien; von den übrigen Landmassen betreffen sie nur die Ränder.

Die nun beiderseitig folgende Zone der Roßbreiten ist in ihren ozeanischen Antizyklonen wiederum durch Windstillen, aber bei absteigender Luftbewegung und heiterem Himmel gekennzeichnet, die von Winden nach den Gesetzen der Antizyklonen umkreist werden: im Osten und auf der Äquatorseite durch die Passate, im Westen durch polwärts gerichteten Wind, auf der Polseite durch Westwinde. Dementsprechend finden wir auf der südlichen Halbkugel im westlichen Teil der Ozeane zwischen 30 und 40° Br. mehr oder weniger nördliche Winde, besonders im Südatlantischen Ozean, hier auch in Südbrasilien und Argentinien; auf der nördlichen Halbkugel südliche Winde im Nordatlantischen Ozean im Winter westlich der Azoren, im Sommer von den Azoren bis in die südöstlichen Vereinigten Staaten hinein. Im nördlichen Großen Ozean sind die südlichen Winde im Winter auf die Gegend im N der Hawaii-Inseln beschränkt, im Sommer dagegen schließen sie sich von dort aus an den Südmonsun Asiens an.

Von den Roßbreiten an polwärts, in der gemäßigten Zone zwischen etwa 40° Br. und dem Polarkreis, herrschen Westwinde. Die Luft strömt vom Maximum der Roßbreiten in die Zone des Minimums hinein, die am Polarkreis am tiefsten ist, und diese Strömung wird durch die Ablenkung seitens der Erdrotation anfänglich Südwestwind auf der nördlichen, Nordwestwind auf der südlichen Halbkugel, dann aber mehr und mehr zu fast reinem Westwind, je näher sie dem Polarkreis kommt. Am stärksten und ununterbrochensten ist dieser große Ring westlichen Windes auf der Südhalbkugel, wo er fast von keinen Landmassen gehemmt den ganzen Globus umkreist und oft stürmische Heftigkeit erreicht; das sind die „braven Westwinde“ der Seefahrer. Immerhin sind auch diese nicht so beständig wie die Passate, da sie zuweilen von wandernden Minimis mit umlaufenden Winden unterbrochen werden. Der Westwindgürtel nimmt den ganzen Raum von 40°—62 oder 65° s. Br. ein, wo die Rinne tiefsten Luftdrucks das Südpolargebiet umgibt. Jenseits derselben trifft man östliche und weiter polwärts südöstliche Winde an, die aus dem polaren Maximum abströmen.

Auf der nördlichen Halbkugel wird der auch hier jen-

seits des 40⁰ vorhandene Gürtel der Westwinde mannigfaltig umgestaltet und gestört durch die Festländer mit ihren eigenen Luftdrucksystemen. Im Winter ist das Isländische Minimum das Zentrum eines großen Luftwirbels: über Nordamerika östlich der Kordillere herrschen Nordwest-, über dem Atlantischen Ozean südlich des Minimums West-, über Europa (außerhalb des Mittelmeergebietes) und den westlich angrenzenden Meeresteilen Südwestwinde; über dem Meer zwischen Grönland, Island, Spitzbergen dagegen polare Nordostwinde. In Asien werden die Westwinde unterbrochen durch das Monsunsystem. Erst im Großen Ozean östlich 160⁰ L. erscheinen die Westwinde wieder zwischen 50 und 30⁰ nördl. Br., die, das Minimum umkreisend, an der amerikanischen Westküste zu Südwest-, weiter nördlich zu Südwinden werden. Im Beringsmeer herrscht dagegen polarer Nordostwind. Im Sommer sind in Nordamerika die Windrichtungen infolge unbestimmter Druckverteilung sehr verschiedenartig: im südlichen Teil mehr Südwind, im nordwestlichen Teil Nordwestwind, um die Hudsonbai sogar Ost- und Nordwind, an der Ostküste Südwest- und Westwind. Über dem Atlantischen Ozean zwischen 38⁰ und 60⁰ Südwestwind, über Europa außerhalb des Mittelmeergebietes Westwind; nördlich des Polarkreises walten bereits die polaren Winde aus N und NO vor. Im Großen Ozean herrscht von 38⁰ Br. bis zur Beringsstraße Südwind, infolge der Monsunwirkung Asiens, und nur in der Nähe der amerikanischen Küste zwischen 40 und 60⁰ Nordwest- bis Südwestwinde. — Aber nicht allein sind örtlich die Windrichtungen in diesem Gürtel der Nordhalbkugel sehr verschieden, sondern sie sind auch zeitlich sehr wechselnd, da hier die Hauptzone der wandernden Minima mit ihren umlaufenden Winden ist. Man kann daher den Westwindgürtel auf der Nordhemisphäre besser als den Gürtel unbeständiger Winde mit, in einem großen Teil, vorwiegenden Westwinden bezeichnen.

Im ganzen haben wir also an der Erdoberfläche auf jeder Halbkugel zwei große Luftwirbel: den Passatwirbel mit ostwestlicher Komponente zwischen dem Maximum der Roßbreiten und dem Minimum des Äquators, und den Westwindwirbel zwischen dem Maximum der Roßbreiten und dem Minimum des Polarkreises. Ihr Einfluß auf die Klimate besteht vornehmlich darin, daß im Passatgürtel die Ostseiten der Kontinente Meereswind, daher maritimes, die Westseiten kontinentales Klima haben, im Westwindgürtel umgekehrt die Westseiten der

Kontinente maritimes, die Ostseiten kontinentales Klima, wie wir das bei der Wärmeverteilung gesehen haben. Für die Schiffahrt, besonders die Segelschiffahrt, sind ebenfalls diese Windgürtel von großer Bedeutung. Während die unbeständigen Winde der nördlichen gemäßigten Zone zu Fahrten in jeder Richtung benutzt werden können, kann man die Passate nur zur Fahrt nach Westen verwerten; bei Ostfahrt müssen Segler den Passatgürtel vermeiden und höhere Breiten aufsuchen. Bei nordsüdlicher und südnördlicher Fahrt muß man die Passate schräg kreuzen, so daß man sich von ihnen westlich abtreiben läßt. Daher führt die Seglerfahrt von Europa nach dem Kap der Guten Hoffnung von den Kanaren nach Brasilien hinüber und erst jenseits des Südost-Passates von Südbrasilien oder dem La Plata aus nach Osten gegen das Kap; während man bei der Rückfahrt näher an Afrika entlang den Südost-Passat benutzt und erst mit dem Eintritt in den Nordost-Passat nach NW ausweichen muß. In dem Gürtel der „braven Westwinde" fährt man nur östlich. In der umgekehrten Richtung suchen selbst Dampfer niederere Breiten auf. —

3. Die Luftbewegung und Luftdruckverteilung in der Höhe und die Theorie der atmosphärischen Zirkulation.

Der Luftdruck und die Luftbewegung an der Erdoberfläche zeigt uns nur die untere Grenzfläche des ganzen terrestrischen Zirkulationssystems, das wir nur erfassen können, wenn wir auch die Verhältnisse in der Höhe der Atmosphäre in Betracht ziehen, wie sie uns der Wolkenzug und die Ballonaufstiege kennen lehren.

In der Kalmenregion steigt die erwärmte Luft auf und wird über den Windstillen in einiger Höhe zu einer beständigen Strömung von Ost, die dann nach beiden Seiten allmählich abkurvt, auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links. Sie setzt sich oberhalb der Passate als Antipassat fort als ein entgegengesetzter Oberwind, also über dem Nordost-Passat der nördlichen Halbkugel als Südwestwind, über dem Südost-Passat der südlichen Halbkugel als Nordwestwind; vielfach wird er sogar zum Westwind. Die Höhe der Grenze beider ist sehr verschieden, dürfte im allgemeinen zwischen 1000 und 4000 m liegen. So setzt sich der Antipassat bis ins Zentrum der Roßbreiten-Antizyklone fort, wo er in eine absteigende Bewegung übergeht. Dieses Schema des Unter- und Oberwindes entspricht durchaus den Bewegungen zwischen einer

Antizyklone (Roßbreiten) und einer Zyklone (Kalmen) nach dem barischen Windgesetz. Neuere Ballonaufstiege in den Tropen haben aber gezeigt, daß dieses Schema nicht in der bisher angenommenen einfachen und vollständigen Weise ausgebildet ist. Es zeigen sich bei dem Passat selbst merkwürdige Schichten mit Temperaturumkehr, über den Passaten eine Mischungszone verschiedener Luftströmungen, über der oft erst in großer Höhe der Antipassat folgt. Wenn auch diese Beobachtungen die Luftbewegungen in den Tropen im einzelnen als recht verwickelt erscheinen lassen, so dürfte doch das obige Schema im großen und ganzen zu Recht bestehen.

In den außertropischen Breiten, im Gürtel der Westwinde der Südhemisphäre sowohl wie über den unbeständigen Winden der Nordhemisphäre strömt in der Höhe ganz allgemein in der ganzen Mächtigkeit der Troposphäre die Luft von West nach Ost, und zwar mit großer Geschwindigkeit. Der Oberwind hat daher hier dieselbe Richtung wie der normale, durch keine Festländer gestörte Unterwind des Westwindgürtels; nur daß der Unterwind eine schwache polwärts gerichtete, der Oberwind eine schwache äquatorwärts gerichtete Komponente hat.

Es ergibt sich also im großen und ganzen in den höheren Luftschichten eine allgemeine Strömung von der Äquatorialregion polwärts mit starker Ablenkung in die West—Ostrichtung in den höheren Breiten. (Fig. 52, Flächen gleichen Luftdrucks und Winde im vertikalen Schnitt. AP Erdoberfläche; A Äquator; P Pol, R Roßbreiten, PK Polarkreis.) Das entspricht auch der Tatsache, daß in der Höhe ein gleichartiges und ziemlich gleichmäßiges Luftdruckgefälle vom Äquator nach den Polen hin stattfindet, wie das die von *Teisserenc de Bort* aus den Temperaturen berechneten Isobarenkarten für 4000 m Höhe erkennen lassen. Demzufolge gehören alle die bisher geschilderten Ungleichmäßigkeiten des Luftdrucks und der Windrichtungen, sowohl die jahreszeitlichen Maxima und Minima der Kontinente mit den Monsunen wie die terrestrischen Luftdruckgürtel, nur den unteren Schichten der Atmosphäre an. Darüber zieht in der Höhe gleichmäßig hinweg das Luftdruckgefälle vom Äquator zum Pol.

Damit können wir der Theorie der atmosphärischen Zirkulation der Erde nähertreten, wie sie namentlich durch *Ferrel* (1856) begründet ist. Allerdings ist diese Theorie heute noch im einzelnen Gegenstand recht verschiedener Auffassungen und Er-

örterungen und immer neue Tatsachen werden durch die Erforschung der höheren Luftschichten bekannt, welche sich in das Schema nicht einpassen lassen und die ungeheure Kompliziertheit der Bewegungen im Luftmeer beweisen. Hier sei nur das Wesentlichste in kurzer und elementarer Form vorgebracht. Alle die großen und allgemeinen Züge des Luftdrucks und der Winde, die nicht durch die thermischen Unterschiede von Land und Meer erklärbar sind, bilden zusammen Teile einer Zirkulation der Luft über der ganzen Erde, die ohne Zweifel durch die Temperaturunterschiede der Breitenzonen verursacht ist. Auf einer ruhenden Erde müßte die kalte Polarregion eine Antizyklone, die warme Äquatorialregion

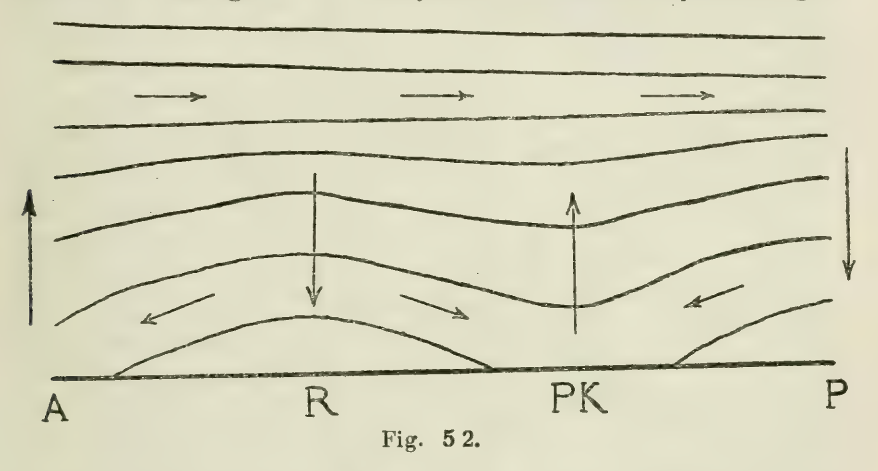


Fig. 52.

eine Zyklone entwickeln, d. h. in der unteren Luftschicht müßte hoher Luftdruck über den beiden Polen, niedriger Luftdruck über dem Äquator und ein allgemeiner Luftstrom vom Pol zum Äquator auf jeder Halbkugel stattfinden, in den oberen Luftschichten höherer Druck am Äquator, niederer Druck am Pol und eine allgemeine obere Strömung vom Äquator zum Pol (nach den S. 148ff.) dargestellten Gesetzen). Von diesem Schema ist aber nur der obere Teil, der in den höheren Luftschichten, entwickelt, wobei sich infolge der Ablenkung durch die Erdrotation in den höheren Breiten der polwärts gerichtete Strom in einen Westwindwirbel verwandelt. (Fig. 53: Windrichtungen im Vertikalschnitt zwischen Pol und Äquator.) Der untere Teil des Schemas ist nur in den Tropen ausgebildet, wo das Druckgefälle von den Roßbreiten zu den Kalmen und die Passate ihm entsprechen. Dagegen bildet das Druckmaximum der Roß-

breiten, die Druckabnahme von diesen zum Polarkreis und der Westwindgürtel in der unteren Schicht, wodurch hier anstatt entgegengesetzter Richtung des Unter- und Oberwindes gleiche Richtung beider herrscht, Abweichungen, die besonders erklärt werden müssen. Der höhere Druck am Pol und die davon abströmenden Polarwinde sind dann wieder normal.

Diese Abweichungen von dem auf der ruhenden Erde zu erwartenden Schema lassen sich nicht durch die Temperaturverhältnisse erklären, sondern nur dynamisch, und zwar durch die Einwirkung der Erdrotation.

Die obere Strömung vom Äquator zum Pol wird, wie gesagt, durch die Erdrotation abgelenkt in der gemäßigten Zone zu einem großen Westwindwirbel, welcher die Polarkalotte nahezu umkreist. Dabei erreicht die Luft, je mehr sie sich vom Äquator dem Pol nähert, immer größere relative Geschwindigkeit, da sie sich der Rotationsachse immer mehr nähert, also mit ihrer mitgebrachten Rotationsgeschwindigkeit in Gebiete geringerer Rotationsgeschwindigkeit gelangt. Dadurch entwickelt sich in dem Westwindwirbel eine Zentrifugalkraft, welche die Luft nach außen, d. h. nach den Roßbreiten hin drückt, am Polarkreis eine Luftverdünnung (Zerrung) hervorruft; so entsteht der Gürtel niedrigen Luftdrucks am Polarkreis als dynamische Folge des Westwindwirbels, und er hat seinerseits zur Folge, daß auch die unteren Luftschichten, dem barischen Windgesetz folgend, in den Westwind hineingezogen werden. Auf diese Weise kommt tatsächlich nur wenig Luft über den Polarkreis in das Polargebiet hinein. Andererseits bildet der Westwindgürtel einen Stauwall gegen die in den Tropen vom Äquator zum Pol gerichtete Oberströmung (Antipassat), die ihre Bewegung polwärts nicht über ihn fortsetzen kann. Diese staut sich vor dem Westwindwirbel und ist genötigt, nach unten hinabzusinken; so bildet sich ebenfalls als Folge des Westwindwirbels das Luftdruckmaximum der Roßbreiten aus, und zwar als Stauwirkung. Von ihm aus strömt unten der Passat zum Äquator zurück. Das Luftdruckmaximum der Roßbreiten hindert seinerseits den Rückstrom der

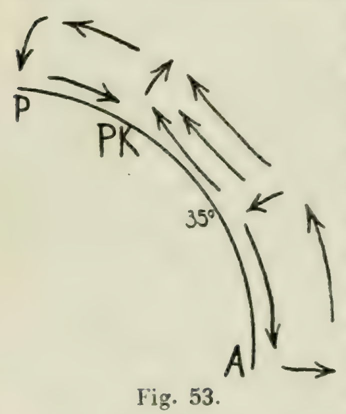


Fig. 53.

unteren Luft aus der gemäßigten Zone nach dem Äquator. Es ist daher noch nicht festgestellt, auf welchem Wege die beständig polwärts dringende Luft — deren Menge freilich infolge des Westwirbels nicht allzu groß ist — wieder äquatorwärts zurückkehrt. Vielfach wird geglaubt, daß dies durch Abkurven aus dem Westwirbel in mittleren Höhen geschähe, doch sind die Beobachtungen in dieser Beziehung noch nicht eindeutig und mannigfache Ansichten stehen sich gegenüber. Im Polargebiet selbst scheinen wieder thermische Einflüsse den Sieg über die dynamischen zu gewinnen, so daß es dort zu einer Kälteantizyklone kommt, mit abströmenden unteren Winden, die das Minimum und den Westwirbel an den Polarkreis zurückdrängen. Jedoch sind die Luftströmungen in den Polargebieten, besonders in der Höhe, noch sehr unvollständig bekannt, so daß selbst die Existenz der polaren Antizyklone angezweifelt wird.

So sehen wir denn, daß die Zirkulation in der Atmosphäre zwar durch die Wärmeunterschiede der Breitenzonen verursacht, aber durch die Erdrotation stark umgestaltet und gewissermaßen verstümmelt wird. Andererseits aber wird der dadurch geschaffene gewaltige Westwindwirbel der gemäßigten Zone durch die großen Temperaturunterschiede der Festländer und Meere der nördlichen Halbkugel wieder unterbrochen und durch zeitlich und örtlich wechselnde Luftdruckgebilde und ihre Windsysteme, die wandernden Minima und sich verschiebenden Maxima, durchlöchert. Diese wandernden Luftdruckgebilde mit ihrem Einfluß auf die Witterung werden erst in einem späteren Kapitel geschildert werden.

5. Das Wasser in der Atmosphäre.

a) Kreislauf und Verdunstung.

Die Atmosphäre enthält stets eine größere oder geringere Menge Wasser in gasförmigem Zustande als Wasserdampf. Er wird der Atmosphäre geliefert zum kleinen Teil durch die Dampfausströmungen der Vulkane, zum größten Teil durch die Verdunstung des auf der Erdoberfläche vorhandenen Wassers, zu dem er dann durch Kondensation und Niederschlag wieder zurückkehrt. Dieser Kreislauf des Wassers ist ein Hauptfaktor für die Gestaltung der Landoberfläche und unentbehrlich für das gesamte organische Leben. Ein Teil des Wassers wird dauernd oder vorübergehend dem Kreislauf entzogen, indem es von den Lebewesen

verbraucht wird oder in die Erdkruste eindringt und zum Teil als mechanischer oder chemischer Bestandteil in die Gesteine eingeht.

Die Verdunstung des Wassers als Hauptquelle für den Wassergehalt der Luft bedarf zunächst der Erörterung. Hauptquellen der Verdunstung sind die Wasserflächen, vor allem das Meer, da das Land seine Feuchtigkeit zum größten Teil durch den Regen erst aus dem Meere bezieht. Aber auch der feuchte Boden, Schnee- und Eisdecken und die Vegetation liefern bedeutende Mengen für die Verdunstung. Man hat berechnet (vor allem *Brückner*), daß im Jahr auf der ganzen Erde verdunsten 587 000 cbkm Wasser, wovon 506 000 aus dem Meere. Vergleicht man den Rest von 81 000 cbkm, welche die Landoberfläche liefert, mit der Regenmenge auf der Landoberfläche (112 000 cbkm), so ergibt sich ein Plus der letzteren von 31 000 cbkm, welcher Betrag durch die Winde vom Meere ins Land gebracht werden muß. (Die Zahlen haben natürlich nur einen sehr beiläufigen Wert.) Immerhin zeigt sich, daß der Regen auf dem Lande zu fast drei Vierteilen aus der Verdunstung der Landoberfläche selbst stammt. Aber dabei ist doch zu beachten, daß dies so zustande kommt, daß ein vom Meere herstammendes Wasserteilchen auf dem Land mehrfach niederfällt und wieder verdunstet, ehe es durch einen Fluß ins Meer zurückgelangt; dadurch wird der Anteil des Landwassers am Regen erhöht. Letzten Endes stammt aber doch fast alles Landwasser, abgesehen von dem durch Quellen und Vulkane aus dem Erdinnern heraufbeförderten, vom Meere her. Ohne Meer würde das Land wasserlos sein.

Die Stärke der Verdunstung ist abhängig von der in der Luft schon vorhandenen Feuchtigkeit — je feuchter die Luft, desto weniger kann sie noch aufnehmen, desto schwächer die Verdunstung — und von der Temperatur der Luft. Je höher die Temperatur, desto mehr Wasser kann die Luft enthalten, desto lebhafter wird die Verdunstung. Nach diesen beiden Faktoren richtet sich die geographische Verteilung der Verdunstung. Daneben kommen auch Windstärke und Luftdruck als Faktoren in Betracht, erstere als erhöhend, letztere als vermindernd. Als Verdunstungshöhe bezeichnet man den Betrag in Zentimetern, um den eine Wasserfläche innerhalb einer gewissen Zeit durch Verdunstung fällt, etwaiger Zu- und Abfluß abgerechnet. Auf den Ozeanen beträgt die jährliche Verdunstungshöhe: im Kalmengebiet 115 cm, im Passatgebiet 225 cm, zwischen 40 und 50° Br. 100 cm. Man sieht, wie das warme, trockene

und windige Passatgebiet bei weitem die größte Verdunstung hat; die tropischen und subtropischen Meere liefern der Atmosphäre das meiste Wasser! Auf dem Lande ist in heißen Trockengebieten die Verdunstungshöhe am größten (Nordsudan 402 cm), liefert aber für die Atmosphäre wenig, weil wenig Wasser vorhanden ist. In England beträgt dagegen die Verdunstung nur etwa 40 cm, in Petersburg 32 cm. In der Höhe ist, bei sonst gleichen Bedingungen, die Verdunstung größer wegen des geringen Drucks. Der tägliche und jährliche Gang der Verdunstung entspricht dem Wärmegang.

Bei der Verdunstung wird Wärme verbraucht, also die Temperatur herabgesetzt (Verdunstungskälte).

b) Wasserdampfgehalt der Luft.

Der Wasserdampfgehalt der Luft an einem Punkte ist nun keineswegs durch die Verdunstung an Ort und Stelle bedingt, sondern der Wasserdampf wird vom Ort der Verdunstung aus verbreitet durch Diffusion, besonders aber, und sehr ungleichmäßig, durch die Winde.

Die Masse des in der Luft enthaltenen Dampfes kann auf verschiedene Weise angegeben werden:

1. Durch den Dampfdruck, ausgedrückt in Millimetern der Quecksilbersäule.

2. Durch das Gewicht des Dampfes (in Gramm), der in einer Volumeinheit (Kubikmeter) enthalten ist — dieses Gewicht nennt man die absolute Feuchtigkeit — oder der in einer Gewichtseinheit (Kilogramm) Luft enthalten ist.

3. Durch die relative Feuchtigkeit. Dieser für uns wichtigste Begriff gibt die in der Luft vorhandene Dampfmenge (genauer den Dampfdruck) an in Prozenten derjenigen Dampfmenge (bzw. desjenigen Dampfdrucks), die bei der jeweiligen Temperatur in der Luft enthalten sein könnte, d. h. die Dampfmenge im gesättigten Zustande der Luft bei einer gewissen Temperatur wird 100 genannt. 20 Prozent relative Feuchtigkeit heißt also, daß ein Fünftel der möglichen Dampfmenge enthalten ist; das „Sättigungsdefizit" ist dann 80.

Folgende Tabelle gibt das Gewicht des Wasserdampfs in 1 kg Luft bei 760 mm Luftdruck im Sättigungszustande, also das Maximum des Dampfgehaltes, bei verschiedenen Temperaturen an:

Temperatur:	— 20°	— 10°	0°	10°	20°	30°
	0,66	1,64	3,77	7,53	14,35	26,23 gr.

Die relative Feuchtigkeit 50 Prozent bedeutet also bei 0° 1,9 g, bei 20° 7,2 g Wasserdampf in der Luft. Der Taupunkt ist diejenige Temperatur, bei der ein gewisser Wassergehalt der Luft der Sättigung (relative Feuchtigkeit 100) entspricht und daher die Kondensation beginnt.

Also wenn bei 20° die Luft 7,5 g Wasser enthält, so ist das eine relative Feuchtigkeit von etwas über 50 Prozent. Sinkt nun die Temperatur, so sinkt auch die Aufnahmefähigkeit für Wasser, und da dessen Menge unverändert bleibt, so steigt die relative Feuchtigkeit; ist die Temperatur auf 10° gefallen, so entspricht der Gehalt von 7,5 g Wasser der Sättigung, die relative Feuchtigkeit ist 100, und bei noch so geringer weiterer Senkung der Temperatur beginnt sich das Wasser auszuscheiden. 10° ist also der Taupunkt für den Wassergehalt von 7,5 g (auf 1 kg Luft). Je mehr Wasser in der Luft, desto höher der Taupunkt.

Die relative Feuchtigkeit ist für uns der wichtigste klimatische Ausdruck für den Wassergehalt der Luft. Denn der relativen, nicht der absoluten, Feuchtigkeit entspricht der Begriff trocken oder feucht sowohl für unser Gefühl, wie für die chemischen und physikalischen Wirkungen des Wasserdampfs der Luft. Feucht ist nicht die Luft, die absolut viel Dampf enthält, sondern die, deren Dampfgehalt dem Sättigungspunkt nahekommt.

Die Messung des Dampfgehalts geschieht auf verschiedene Weise. Die „chemische" Bestimmung entzieht der Luft den Wassergehalt durch absorbierende Substanzen; deren Gewichtszunahme ergibt die absolute Feuchtigkeit. Weit bequemer ist die Bestimmung des Taupunktes. Ein Gefäß mit Wasser wird durch Eisstückchen abgekühlt, bis sich daran aus der Luft Tau niederschlägt; die in diesem Augenblick dem Gefäß eigene Temperatur ist der Taupunkt der umgebenden Luft, und daraus ergibt sich dann die absolute Feuchtigkeit. Das Psychrometer besteht aus einem trockenen und einem angefeuchteten Thermometer; letzteres zeigt infolge der Verdunstungskälte einen um so niedrigeren Stand, je stärker die Verdunstung ist; daraus ergibt sich dann die relative Feuchtigkeit. Das Haarhygrometer besteht aus einem ausgespannten Haar, das sich um so mehr ausdehnt, je relativ feuchter die Luft ist.

Die Verbreitung des Wasserdampfes in der Atmosphäre.

Die Dampfmenge nimmt mit der Höhe schneller ab als der Luftdruck. Dünne der Luft und niedrige Temperatur bedingen die

geringe Aufnahmefähigkeit für Dampf in der Höhe. In 3000 m Höhe enthält die freie Atmosphäre durchschnittlich nur $^1/_4$, am Gebirge $^1/_3$ der Menge im Meeresniveau, in 5000 m wenig über $^1/_{10}$; noch höher ist die Luft äußerst dampfarm. So bilden selbst mäßig hohe Gebirge ein Hindernis für den Transport des Wasserdampfs; eine 2000 m hohe Erhebung läßt kaum mehr die Hälfte des Wasserdampfs passieren, die andere Hälfte muß sich an ihr niederschlagen, wenn die Luft darüber hinweht. Die Gebirge sind daher immer feuchter als die freie Atmosphäre in derselben Höhe.

In horizontaler Richtung nimmt die absolute Feuchtigkeit im allgemeinen entsprechend der Temperatur vom Äquator nach den Polen hin ab. Bei uns beträgt sie im Jahresmittel nur noch $^1/_2$ bis $^1/_4$ derjenigen in den Tropen. Die relative Feuchtigkeit zeigt eine ungleichmäßigere Verteilung. Auf den Meeren ist sie im Jahresdurchschnitt überall fast gleich, etwa 80 Prozent, nur in den Passaten sinkt sie auf durchschnittlich 75 Prozent. Auf dem Lande aber finden wir die größten Unterschiede; die Maxima liegen am Äquator und an den Polen, die Minima an den Wendekreisen, besonders dem nördlichen, und zwar nehmen sowohl absolute wie relative Feuchtigkeit ins Innere der Kontinente hinein stark ab. Die geringste relative Feuchtigkeit haben die Wüsten, besonders im Sommer. In Westturkestan geht die relative Feuchtigkeit im Jahresmittel auf 55, ja 45 Prozent hinab; der Winter hat dort aber die hohe relative Feuchtigkeit von 75, der Sommer nur etwa 35 Prozent und darunter. Das geringste Monatsmittel der relativen Feuchtigkeit ist im Sommer in der Kalifornischen Wüste: 20 Prozent. An einzelnen Tagen sinkt sie noch viel tiefer. Dabei ist bei dieser großen relativen Trockenheit in der Sommerhitze der Wüste doch in der Luft eine große absolute Menge von Wasserdampf enthalten, ebensoviel wie bei uns im feuchten Winter! Es fehlt nur an der Möglichkeit der Kondensation. Ist diese einmal ausnahmsweise, durch aufsteigende Luft in einer Zyklone, gegeben, so ist es nicht verwunderlich, daß dann ungeheure Wassermassen in der Wüste herabstürzen können.

Für den täglichen und jährlichen Gang der Feuchtigkeit ist es Regel, daß mit steigender Temperatur die absolute Feuchtigkeit etwas zunimmt, da die Aufnahmefähigkeit der Luft wächst, gerade aus letzterem Grunde aber die relative Feuchtigkeit abnimmt, da die tatsächliche Zunahme an Dampf mit der Zunahme der Aufnahmefähigkeit in der Regel nicht Schritt zu halten vermag. Beim

Fallen der Temperatur steigt die relative Feuchtigkeit. So liegt deren Maximum am Morgen, das Minimum in den ersten Nachmittagsstunden.

Relative Feuchtigkeit Paris

Winter	Maxim.	7—8^h vorm.	91%,	Minim.	2—3^h nachm.	73%
Sommer	„	4^h „	92%.	„	2^h „	54%

Die tägliche Schwankung ist um so größer, je wärmer und je heiterer das Wetter ist. Im feuchten Seeklima ist die Schwankung geringer als im heiteren Landklima. Im Jahreslaufe ist bei uns das Maximum der relativen Feuchtigkeit im Winter, das Minimum im Sommer und Frühjahr, auch dabei Zunahme der Schwankung nach dem Inneren der Kontinente zu.

Barnaul (Sibirien) Januar 81%, Mai 57%
Wien „ 84%, April 63%, August 62%

In England beträgt die Jahresschwankung nur 8—10 Prozent. Im Monsungebiet ist umgekehrt der Sommer am feuchtesten (Seewind), der Winter (oder Frühjahr) am trockensten. In höheren Gebirgen ist dasselbe der Fall, da im Sommer die aufsteigende Luft die Feuchtigkeit in die Höhe trägt. Am Äquator herrscht meist ziemlich gleichmäßig hohe relative Feuchtigkeit (Batavia extreme Monatsmittel 87 und 78 Prozent).

c) Kondensation.

Unter Kondensation versteht man die Verwandlung des gasförmigen, unsichtbaren Wasserdampfs in sichtbares, flüssiges Wasser oder festes Eis. Die Kondensation ist auch nicht zu verwechseln mit Niederschlag, worunter man das Herabfallen von flüssigem oder gefrorenem Wasser aus der Luft auf die Erdoberfläche versteht[1]. Niederschlag hat immer die Kondensation zur Voraussetzung, dagegen ist nicht jedesmal Kondensation von Niederschlag gefolgt, da Wolken, die ja aus bereits kondensierten Wassertropfen bestehen, lange sich halten können, ohne Niederschlag fallen zu lassen. *Die Kondensation tritt ein, wenn die relative Feuchtigkeit 100 Prozent, also den Sättigungspunkt, zu überschreiten beginnt.* Das ist in der Regel nur möglich *durch Temperaturerniedrigung.* Denn bei konstanter Temperatur

[1]) Leider hat J. Hann in seinen Lehrbüchern diese notwendige und klimatisch sehr wichtige Unterscheidung nicht durchgeführt.

wird die Neuaufnahme von Wasser bei Annäherung an den Sättigungspunkt schon fast gleich Null, kann daher eine Überladung der Luft mit Wasser nicht stattfinden. Wenn dagegen die Temperatur sinkt, wird, wie wir gesehen haben, die in der Luft enthaltbare Dampfmenge herabgesetzt und, da die tatsächlich enthaltene Menge dieselbe bleibt, steigt die relative Feuchtigkeit, und so wird schließlich der Taupunkt erreicht. Natürlich führt Abkühlung nur dann zur Kondensation, wenn sie bis zum Taupunkt fortgesetzt wird. Wenn bei 20° eine Dampfmenge von 7,5 g (im kg Luft) enthalten ist, so ist die Luft recht trocken (relative Feuchtigkeit rund 50 Prozent). Diesem Dampfgehalt entspricht als Taupunkt 10° C! Sinkt nun die Temperatur bis 15°, so ist die relative Feuchtigkeit gesteigert, aber Kondensation kann noch nicht stattfinden. Diese geschieht erst, wenn die Abkühlung bis 10° fortschreitet. Ist die Dampfmenge 3,8 g, so muß die Abkühlung bis 0° gehen, um Kondensation hervorzubringen. Wenn aber bei 7,5 g Dampfmenge die Anfangstemperatur 11° ist, so genügt schon eine Abkühlung von 1° C, um die Kondensation herbeizuführen. — Der Fortgang der eingeleiteten Kondensation wird wohltätig verlangsamt durch die Wärme, welche bei der Kondensation frei wird. (Gegensatz zur Verdunstungskälte!)

Die Abkühlung, welche zur Kondensation führt, kann auf folgende Weisen geschehen, die also zugleich die Bedingungen für Kondensation und Niederschlag, insbesondere für ihre geographische Verbreitung darstellen. 1. Durch Wärmeausstrahlung, z. B. Abkühlung des Nachts oder durch Berührung der Luft mit kalten Körpern. 2. Durch Ausdehnung (Verdünnung) der Luft ohne Wärmezufuhr. Die Ausdehnung verbraucht Wärme und verursacht daher „dynamische" Abkühlung. Die Ausdehnung durch Luftdruckabnahme an Ort und Stelle ergibt meist eine so geringe Abkühlung, daß sie für die Kondensation wenig in Betracht kommt. Dagegen ist die dynamische Abkühlung durch Ausdehnung infolge Aufsteigens der Luft eine der wichtigsten Kondensationsursachen. (Steigungswolken bzw. -regen.) Das Aufsteigen kann in der freien Atmosphäre durch thermische oder durch dynamische Ursachen (in Zyklonen) erfolgen, oder an Gebirgen, indem die Luft auf ein Gebirge zu oder über dasselbe hinweht und daher an ihm zum Aufsteigen gezwungen wird. Aufsteigende Luft kühlt sich um 1° auf 100 m Steigung ab; wenn auf diese Weise der Taupunkt erreicht ist und die Kondensation beginnt,

wird infolge der Kondensationswärme die Abkühlung langsamer. Selbstverständlich bringt nicht jedes Ansteigen Kondensation zuwege, sondern nur, wenn es bis zum Taupunkt, zur Sättigung der Luft, fortgesetzt wird, und das hängt nicht allein von der Höhe des Ansteigens ab, sondern von der relativen Feuchtigkeit, welche die Luft bei Beginn des Ansteigens gehabt hat. Relativ feuchte Luft bedarf also nur eines geringen Ansteigens zur Wasserabgabe, während trockene Luft bis zu diesem Ziele sehr hoch steigen muß.

Sinkende Luft wird dynamisch erwärmt und daher trocken; sie kann unter Umständen vorher kondensierte Wolken wieder auflösen, d. h. verdunsten lassen.

3. Durch Wehen von wärmeren zu kälteren Regionen, wobei die Luft abgekühlt und dadurch relativ feuchter wird. Daher in der Regel alle in der Richtung Äquator-Pol wehenden Winde zu Niederschlägen geneigt sind; ebenso solche, die z. B. von warmem Meer auf kaltes Land wehen (im Winter). Umgekehrt sind Winde, die von kälteren in wärmere Regionen wehen (poläquatorwärts, oder von kühlem Meer auf warmes Land), weil sie sich dabei erwärmen, trocken und nicht zu Kondensation geneigt.

4. Durch Mischung von warmen und kalten Luftmassen, wodurch die ersteren in ihrer Temperatur herabgesetzt werden.

Die Formen der Kondensation sind ebenfalls verschiedene.

1. Durch unmittelbare Kondensation an kalten Gegenständen, infolge direkter Berührung feuchter Luft mit denselben. Die sich bildenden Wassertröpfchen heften sich unmittelbar an die abgekühlten Körper an, besonders an den durch Ausstrahlung kalten Erdboden und noch mehr an Pflanzen oder andere hervortretende Gegenstände, da diese sich noch stärker durch Ausstrahlung abkühlen als jener. Es bildet sich Tau, oder bei Temperatur unter 0° Reif (Eiskriställchen). Meist geschieht dies des Nachts, zur Zeit der überwiegenden Ausstrahlung. Die Taubildung ist im Sommer und in warmen Klimaten stärker als im Winter und in kühlen Klimaten, da es nicht auf die absolute Temperatur, sondern auf den Betrag ihrer Senkung ankommt und diese nach warmen Tagen stärker zu sein pflegt als nach kalten. In bewölkten Nächten kommt es daher meist nicht zur Taubildung. Gerade in sehr trockenen Klimaten, in denen die nächtliche Ausstrahlung bei dem heiteren Himmel sehr stark ist, ist die Taubildung oft sehr bedeutend und bildet dann vielfach die

einzige Quelle der Feuchtigkeit für die Pflanzen. Aber auch in den feuchten Tropen ist infolge der hohen Feuchtigkeit oft der nächtliche Tau so stark, daß das Wasser von den Blättern und Dächern rieselt und das Übernachten im Freien gesundheitsgefährlich macht. Glatteis entsteht, wenn die unmittelbare Kondensation am Boden sehr stark und die Temperatur des Bodens unter Null ist; aber auch, wenn Regen auf kalten Boden fällt und gefriert, bei einem plötzlichen Witterungsumschlag im Winter. Es bildet sich dann eine dicke Eiskruste auf dem Boden. Rauhreif oder Rauhfrost ist eine Erscheinung, die nur äußerlich in diese Gruppe gehört. Sie besteht darin, daß Nebel, also schon kondensierte Wassertröpfchen, durch Wind gegen überkühlte Gegenstände getrieben wird und sich dann in Form zahlloser Eiskristalle an diese heftet. Bedeutende Schäden können dadurch, infolge Überlastung, an Bäumen und Telegraphenleitungen angerichtet werden. An exponierten Stellen, besonders Berggipfeln (z. B. auf dem Brocken), bilden sich im Winter durch Rauhreif und Glatteis oft gewaltige Inkrustationen der Gebäude.

2. Wichtiger ist die Kondensation in der freien Luft. Es bilden sich kleine Wassertröpfchen, die zunächst infolge ihrer Kleinheit die Reibung der Luft nicht überwinden können und daher frei schweben bleiben, und, wenn sie in großer Zahl vorhanden sind, die Luft trüben und so als Nebel oder Wolken erscheinen. Der Durchmesser der schwebenden Tröpfchen schwankt zwischen 0,006 und 0,04 mm. Bei niedriger Temperatur entstehen schwebende Eisnädelchen („Diamantstaub"). Zur Bildung der Wassertröpfchen ist ein Kondensationskern notwendig, der aber nicht ein Staubkörnchen zu sein braucht, sondern auch aus einem fremden Gasmolekül oder aus einem Gas-Ion bestehen kann. Da daher Kondensationskerne der einen oder anderen Art fast überall vorhanden sind, haben sie für unsere Betrachtung keine Bedeutung. Der Unterschied von Nebel und Wolken besteht nur darin, daß ersterer auf dem Boden aufliegt, letztere darüber schweben. Im Gebirge ist dieser Unterschied oft ganz hinfällig; man spricht da von Nebel, wenn man darin ist, von Wolken, wenn man sie von außen betrachtet. Immerhin hat dieser Unterschied eine praktische Bedeutung, da der Nebel unmittelbar befeuchten kann („nässender" Nebel), während die Wolken dies nur vermittels des Regens tun, ferner vor allem dadurch, daß der Nebel oft zu ernstem Hindernis und Gefahr

für den menschlichen Verkehr wird und dadurch eine unmittelbare anthropogeographische Wichtigkeit erlangt.

Man unterscheidet verschiedene Arten von Nebel.

a) Stadtnebel, ein Gemenge von Kohle und Ruß, von Gasen und Säuren mit Wassertröpfchen, die sich an jene zäh anheften; er ist besonders undurchsichtig, wie der berüchtigte Londoner Nebel, der oft den Straßenverkehr völlig hemmt. Auch in anderen Großstädten, besonders in feuchten Hafenstädten (Hamburg), auch in Industriegebieten kommt er vor.

b) Land- oder Bodennebel, meist in Niederungen und Talböden infolge Abkühlung des Bodens, wenn die Luft nach einem warmen Tage noch relativ warm ist, daher am häufigsten gegen Morgen und in der kühleren Jahreszeit, besonders Frühjahr und Herbst; auch im Sommer über feuchten Gründen. Er ist meist wenig mächtig. Die steigende Sonne löst ihn gewöhnlich durch Erwärmung auf. Bei ruhigem Frostwetter in einer Antizyklone bleibt der Nebel in muldenförmigen Landschaften, Becken, Tälern oft wochenlang erhalten und erreicht dann bedeutende Mächtigkeit und Ausdehnung; ein solches Nebelmeer, z. B. im Schweizer Mittelland zwischen Alpen und Jura, ist mit Temperaturumkehr verbunden. Unter der Nebeldecke herrscht feuchte Kälte, während die darüber aufragenden Höhen in warmem Sonnenschein gebadet sind; von ihnen aus gesehen bietet das Nebelmeer einen wunderbaren Anblick dar.

c) Mischungsnebel entstehen, wenn über der erkalteten Bodenschicht ein wärmerer Luftstrom sanft hinstreicht. Sehr häufig in Ebenen. Heftigerer Wind zerstreut ihn.

d) Fluß- und Seenebel bilden sich über den Wasserflächen, wenn das Wasser wärmer ist als die langsam darüber hinstreichende Luft; der vom Wasser aufsteigende Dampf kondensiert sich dann in der darüberliegenden Luft. Der Nebel verbreitet sich dann oft über die benachbarten Talsohlen und füllt die Täler bis zu einer gewissen Höhe an, bis er in den Vormittagsstunden durch die steigende Wärme aufgelöst wird. (Talnebel z. B. am Rhein.) Am häufigsten ist er im Herbst, wo das Wasser noch vom Sommer her warm ist. Aber auch wenn warme Luft über kaltes Wasser streicht, entstehen derartige Nebel. Bei einigermaßen starkem Wind können sich alle diese Nebelarten nicht bilden oder erhalten, da sie zu schnell fortgeführt und zerstreut werden.

e) Meernebel. Auch sie entstehen an der Berührung ver-

schieden temperierter Wasser- und Luftmassen. So wo kalte und warme Meeresströmungen zusammenkommen und nun Luft von der kälteren Strömung über die wärmere streicht oder umgekehrt. Daher ist besonders berüchtigt wegen dichter Nebel die Neufundlandbank, wo der Polarstrom, mit Eisbergen beladen, auf den Golfstrom trifft; Hauptnebelzeit ist hier der Sommer. In Polarmeeren ist der Rand des Eises gegen freies Wasser in der Regel von Nebel besetzt. An Küsten, wo kaltes Küstenwasser neben wärmerem Land liegt, bilden Nebel geradezu einen klimatischen Charakterzug. Aber auch sonst sind Küsten der gemäßigten Zone, z. B. die Englands, aber auch die deutsche Nordseeküste oft von dichten und für die Schiffahrt gefährlichen Nebeln heimgesucht, infolge der häufigen thermischen Unterschiede von Meer und Land. An der Küste von England zählt man im Jahre durchschnittlich 110 Nebeltage, wovon 44 auf die drei Sommermonate fallen. — Auch die Fluß- und Meernebel sind Mischungsnebel; durch Beimischung kalter Luft wird die wärmere abgekühlt und zur Kondensation gezwungen. — Ganz anderer Art sind die

f) Gebirgsnebel. Es sind eigentlich Wolken, die durch das Aufsteigen des Windes am Gebirge verursacht sind, also nicht ruhen, sondern mehr oder weniger vom Winde getrieben werden. Oft liegt bei heftigem Wind über dem Kamm eine von außen unbeweglich erscheinende Wolke, während in Wirklichkeit die Nebel heftig über den Kamm hinstreichen. Aber die Wolke bildet sich immer wieder neu an derselben Stelle, wie ein Wasserfall oder Strudel am selben Orte bleibt, während immer neue Wasserteilchen ihn durcheilen.

Leider ist noch keine Geographie des Nebels geschrieben, auch keine Karte der Nebelhäufigkeit der ganzen Erde gezeichnet.

Für die verschiedenen Formen der Wolken, die meist bestimmten meteorologischen Zuständen entsprechen, ist eine auf *Luke Howard* (1803) begründete internationale Klassifikation geschaffen. Es seien hier nur die Haupttypen angegeben: Cirrus- oder Federwolke, die dünnen, weißen, faserigen Wolken der höchsten Schichten, aus Eisnädelchen bestehend; Cumulus oder Haufenwolke, ballenförmig; Stratus oder Schichtwolke, lagenförmig; Nimbus, die formlose schwere Regenwolke. Die anderen Formen sind meist Übergänge zwischen jenen. Was die mittlere Höhenlage der Wolken angeht, so ist sie bei den Cirrus 7—13 km; darunter folgen eine

Reihe von Übergangsformen; die Cumuli sind im Mittel zwischen 1 und 3 km Höhe zu Hause, Stratus zwischen 0,5 und 1 km. Einzelfälle gehen darunter und darüber hinaus. Zuweilen sind Wolkenschichten 5—6 km mächtig. Wenn auch Wolkenbildung in allen Höhen bis 13 km hinauf vorkommt, so sind doch gewisse Höhenlagen durch besondere Wolkenhäufigkeit ausgezeichnet; es ist dies eine untere von 1700—2000 m und eine höhere bei 4000 m. Die Cirrus haben Maxima bei 8 und 10 km.

Ein wichtiger klimatischer Faktor ist der Grad der Bewölkung, d. i. die größere oder geringere Bedeckung des Himmels eines Ortes. Davon hängen — außer den Niederschlägen — Einstrahlung und Ausstrahlung, also die Temperaturverhältnisse ab. Die Angabe der Bedeckung erfolgt bei jeder Terminbeobachtung nach Schätzung in Zehnteln des Himmels; 10 bedeutet also volle, 5 halbe Bedeckung. Daraus wird dann die mittlere Bewölkung (vielfach in Prozenten ausgedrückt) berechnet. Die tägliche Periode der Bewölkung hat ihr Minimum am Abend (bei sinkender Luft), ihr Maximum auf dem Lande im Sommer und in den Tropen in den ersten Nachmittagsstunden, im Winter und auf den Ozeanen des Morgens infolge der häufigen Nebel. Die jährliche Periode stimmt mit derjenigen der Niederschläge überein.

Die geographische Verteilung der mittleren Bewölkung wird durch Isonephenkarten (Karten gleicher Bewölkung) dargestellt. Am größten ist die Bewölkung im allgemeinen um den 60° Br.; ihr nahe kommt diejenige am Äquator; am geringsten ist sie um 20 und 30° Br., also in den Passaten und Roßbreiten. Innerhalb jeder Breitenzone ist die Bewölkung am geringsten im Inneren der Kontinente, also besonders in den Wüsten der Passatzone, wo sie im Jahresmittel unter 2 herabsinkt, während sie in den maritimen Gebieten hoher Breiten auf 7—8 steigt (West-Schottland und Irland; Deutschland 6—7; am Mittelmeer 4, hier im Sommer nur 2—3; in Athen im Juli 1,1, im Dezember 5,9). Deutlich zeigt sich die Abhängigkeit von der Windrichtung; die Bewölkung ist groß, wo jene von wärmeren Breiten oder vom Meere herkommt. Ferner sind die Gebirge, insbesondere an ihren Luvseiten, durch stärkere Bewölkung ausgezeichnet infolge des Aufsteigens der Luft.

Interessant ist auch die Verbreitung der ganz heiteren, ganz trüben und der gemischten Tage. In Mitteleuropa sind die ganz heiteren Tage sehr selten (in Marburg 10—14 Tage im Jahr), im

Winter überwiegen trübe, im Sommer die gemischten Tage. Am Mittelmeer überwiegen die heiteren und gemischten Tage, ganz trübe fehlen vielfach völlig. In den Wüsten überwiegen die heiteren, in den Tropen die gemischten Tage.

Die Dauer des Sonnenscheins wird angegeben in Prozenten der möglichen Dauer, also der Tageslängen. Es gibt Heliographen, welche automatisch die Dauer des Sonnenscheins registrieren, indem die Sonnenstrahlen durch eine Brennlinse auf einem vorüberziehenden Papierstreifen eine Brennspur oder auf photographischem Papier eine Schwärzung aufzeichnen. Die Orkney-Inseln erhalten nur 25 Prozent, die britischen Inseln 30, Deutschland 38, Italien 52, Madrid 70, Kairo (Wüstenzone) 69 (im August 85) Prozent. Am Äquator sinkt die Zahl wieder: Batavia 57 Prozent. Höhenstationen sind ärmer an Sonnenschein als die Umgebung. (Ben Nevis in Schottland nur 16 Prozent!)

d) Niederschläge.

1. Formen und Messung der Niederschläge.

Regen. Sobald die Wassertröpfchen der Wolke so groß werden, daß sie den Widerstand der Luft überwinden und niedersinken, entsteht Regen. Selten und unter noch nicht aufgeklärten Umständen bilden sich Regentropfen ohne vorherige Wolkenbildung. Oft bleibt selbst eine schwere Wolke längere Zeit schwebend, ohne daß Regen fällt, dann aber beginnt oft plötzlich ein gewaltiger Fall. Die Einzelheiten der Regenbildung sind noch keineswegs aufgeklärt. Zuweilen verdunstet der fallende Regen wieder, ehe er den Boden erreicht, beim Passieren trockener Luftschichten. Während des Fallens vergrößern sich die Tropfen, indem die größeren schneller fallen als die kleineren, diese überholen und sie in sich aufnehmen. Je heftiger der Regen, desto größer pflegen auch die Tropfen zu sein; ihr größter beobachteter Durchmesser ist 7 mm (Gewicht 2 g); noch größere Tropfen zerreissen beim Fallen. Wie schon früher gesagt, wäscht der Regen die Luft rein von Staub, färbt sich dadurch zuweilen (z. B. „Blutregen"), bringt Nitrate herab.

Schnee. Bei Temperaturen unter 0° kondensiert sich der Dampf zu feinen Eiskriställchen, die sich bei reichlicher Feuchtigkeit zu größeren, mannigfaltig und zierlich gestalteten Kristallen, Schneeflocken, zusammensetzen. Der Schnee häuft sich auf dem Boden zu einer Schneedecke, deren Mächtigkeit aber keineswegs der darin ent-

haltenen Wassermenge proportional ist, da mehr oder weniger Luft darin eingeschlossen ist. Im Durchschnitt entspricht eine Mächtigtigkeit von 10—12 cm frischgefallenen Schnees nur 1 cm Wasserhöhe. Aber die Größe der Flocken, die Zusammenwehung durch Wind, das Zusammensacken und die Verdunstung bei längerer Lagerung, das Zusammensintern durch Druck, durch Auftauen und Wiedergefrieren, wodurch die unteren Schneeschichten zu Eis werden, verändern das Verhältnis zur Wassermenge, den „Wasserwert" des Schnees, bedeutend. Zur Messung des Wasserwertes muß man daher ein Quantum Schnee schmelzen.

Graupel sind kleine, bis erbsengroße, harte, rundliche Schneebälle, die bei böigem Wetter fallen. Sie entstehen durch Zusammenpressen der Schneeflocken beim Herumwirbeln durch den Wind.

Hagel. Es ist die für den Laien merkwürdigste Form des festen Niederschlags: unregelmäßig rundliche Eisstücke, die am häufigsten gerade bei heißem Sommerwetter vom Himmel fallen und bekanntlich oft großen Schaden anrichten, der nicht bloß von der Größe der Hagelkörner abhängt, sondern auch von der Wucht ihres Falles, der wieder durch die Höhe des Falls bedingt ist. Die Größe der Hagelkörner erreicht sehr selten die eines Hühnereis, doch sind ganz vereinzelt Klumpen von 1 kg Gewicht (13 cm Durchmesser) beobachtet worden. In der Regel schmilzt der Hagel auf der Erdoberfläche sehr schnell, doch bleiben nach massenhaftem Fall Reste zuweilen stundenlang liegen und können, aus der Ferne gesehen, Schnee vortäuschen [1]). Hagel kommt ziemlich überall auf der Erde vor, auch am Äquator, aber mit Ausnahme der Polargebiete und oberhalb der Schneegrenze; in höheren Breiten nur in der warmen Jahreszeit. Meist ist er mit Gewitter verbunden. Oft schmilzt er, ehe er zur Erdoberfläche herabkommt und erscheint dann hier als große Regentropfen.

Die Entstehung des Hagels hat nichts Rätselhaftes, wenn wir bedenken, daß auch im Sommer über uns in gewisser Höhe Luft von einer Temperatur weit unter dem Gefrierpunkt sich befindet. Die Bedingung für die Hagelbildung ist, daß, wie es bei Gewitterwirbeln häufig der Fall ist, warme, mit Feuchtigkeit stark beladene Luft mit großer Geschwindigkeit in diese eisigen Höhen hinaufgerissen wird; dann findet dort schnelle Kondensation in fester Form, und zwar bei der heftigen Luftbewegung als Graupel statt. Die Graupelkörner

[1]) Das ist mir in den griechischen Gebirgen vorgekommen.

fallen dann oft sehr plötzlich, wenn die aufwärtsgerichtete Luftbewegung nachläßt, hinab durch die unteren warmfeuchten Luftschichten und bringen dabei durch ihre Kälte erneute Kondensation hervor, infolge deren sich um ein jedes Graupelkorn eine Eiskruste herumlegt; daher bestehen die Hagelkörner aus einem trüben Kern, dem Graupelkorn, und einer klaren Eishülle.

M e s s u n g d e r N i e d e r s c h l ä g e. Die Menge der Niederschläge, die innerhalb einer Zeit auf eine Stelle der Erdoberfläche fällt, wird angegeben durch die Höhe der Wasserschicht, welche dadurch auf der Erdoberfläche erzeugt würde, wenn Abfluß ausgeschlossen wäre. Die festen Niederschläge werden zu diesem Zweck in Wasser umgewandelt.

Der R e g e n m e s s e r ist ein oben offenes Gefäß, dessen Auffangfläche bekannt ist; unten ist ein Hahn, wodurch der Inhalt in ein Maßgefäß entleert werden kann. Der Kubikinhalt des Wassers, das sich im Apparat vorfindet, geteilt durch die Auffangfläche, ergibt die jeweilige Regenhöhe. Der Apparat muß frei angebracht sein, aber doch nicht allzu heftigem Winde ausgesetzt. Windschutz und Höhe über dem Boden sind von großem Einfluß auf die Ergebnisse, so daß kleinere Unterschiede der letzteren (unter 5 Prozent) zu vernachlässigen sind. Man mißt die Regenhöhe täglich, bei heftigem Regen häufiger, so daß man gegebenenfalls die Regenhöhen für einzelne Stunden oder noch kleinere Zeiträume feststellen kann. Dann bildet man die Summen für die Monate und Jahre und errechnet daraus langjährige Mittel. Es ist zum Unterschied von anderen Mittelwerten, z. B. der Temperatur, zu beachten, daß für diese schon die Zahlen für die e i n z e l n e n Tage, Monate usw. auf Mittelbildung beruhen, also rechnerische Werte sind, während die Niederschlagsangaben für die einzelnen Zeiträume S u m m e n, also (innerhalb der Beobachtungsfehler) r e a l e Größen sind; erst die Zusammenfassung dieser Werte aus den einzelnen Jahrgängen zu langjährigen Mitteln ist hier rechnerische Abstraktion. So haben die Niederschlagswerte eine höhere Realität als die der Temperatur, Feuchtigkeit usw.

Neben der Menge des meteorischen Wassers ist aber auch die H ä u f i g k e i t der Niederschläge — die Zahl der Tage mit meßbarem Regen, Schnee usw. — ein wichtiger klimatischer Wert. Menge dividiert durch Zahl der Tage mit Niederschlag ergibt die durchschnittliche Menge des Niederschlags für den Tag und damit ein

Maß für die Intensität der Niederschläge. Dieselbe Regenmenge übt aber ganz andere Wirkungen aus, ob sie als kurzer kräftiger Guß oder als langdauernder sanfter „Landregen" fällt. Bei letzterem ist die Dauer der Bewölkung größer, also geringere Sonnenstrahlung, ausgeglichenere Temperaturen, ferner die Durchfeuchtung des Bodens und die Wasserversorgung der Vegetation stärker, während kräftige Güsse gleicher Menge größere mechanische Abtragung und Erosion des Bodens verursachen. Gerade in heiteren und trockenen Klimaten pflegen zwar seltene, aber besonders heftige Güsse sich zu ereignen, die stark erodieren, aber für die Pflanzen ziemlich wirkungslos bleiben, da sie schnell abfließen und verdunsten, den Boden trocken lassen. Ähnlich ist es auch mit unseren sommerlichen Gewittergüssen, wenn sie vereinzelt eine Trockenperiode unterbrechen. Daher gibt die Regenhöhe allein noch kein richtiges Bild von den Feuchtigkeitsverhältnissen eines Klimas. Es gibt verschiedene Berechnungsmethoden, um die Verteilung der Niederschläge auf die Zeit darzustellen, worauf hier nicht eingegangen werden soll. Am wichtigsten ist, neben der mittleren Niederschlagshöhe, die mittlere Regenhäufigkeit, d. h. die mittlere Zahl der Tage mit Niederschlag.

Die Niederschlagsmengen und die Häufigkeit sind sehr unbeständig von Jahr zu Jahr, daher die mittlere Abweichung (der einzelnen Jahrgänge vom langjährigen Mittel) sehr groß; in Nordwesteuropa etwa 13 Prozent der Jahresmenge, in der Pyrenäenhalbinsel 22 Prozent. In Mitteleuropa hatte das trockenste Jahr 54, das nasseste 152 Prozent des Mittels. Die mittlere Abweichung der Monate ist natürlich noch größer, in Mitteleuropa 45, in Trockengebieten bis 60—70 Prozent! Je trockener ein Klima, desto unbeständiger sind die Niederschläge, daher dort die häufigen Mißernten. So wäre eine ungeheure Zahl von Beobachtungsjahren nötig, um genaue Monatsmittel zu erhalten; in Mitteleuropa beträgt der Fehler bei 70jährigen Beobachtungen noch 5 Prozent, in Südeuropa dasselbe noch bei 100jährigen Beobachtungen. Deshalb muß man beim Vergleich verschiedener Orte noch mehr auf Gleichzeitigkeit der Beobachtungsperiode oder rechnerische Reduktion auf eine solche halten als bei der Temperatur. Kleinere Unterschiede der Ergebnisse sind überhaupt bedeutungslos. Schon eine Veränderung in der Aufstellung des Regenmessers kann an ein und demselben Ort solche hervorbringen.

Auf dem Meere sind die Niederschlagsverhältnisse nur in den stark befahrenen Teilen dadurch festzustellen, daß man innerhalb eines Gradfeldes die Zahl der von den Schiffen beobachteten Regentage und eine durchschnittliche Ergiebigkeit des einzelnen Tages zugrunde legt. Daher sind wir über die Verteilung der Niederschläge auf dem Meere nur sehr unvollkommen unterrichtet.

2. Intensität und tägliche Periode der Niederschläge.

Die durchschnittliche Regenmenge, die eine Regen*stunde* liefert, ist ein gutes Maß der Intensität. Sie ist bei uns im Sommer größer als im Winter und nimmt im allgemeinen mit der Wärme, also äquatorwärts, zu; leider fehlen noch Angaben aus den Trockengebieten. (Im Jahresmittel Potsdam 1,19 mm, Triest 2,11, Batavia 5,5 mm.) — Von Wichtigkeit ist, das *Maximum des Regenfalls in kürzeren Zeitabschnitten* für einen Ort zu wissen, denn sowohl die Erosionswirkungen wie viele Fragen der Technik, z. B. die Ausmessungen für Kanalisation, Wasserdurchlässe u. dgl., hängen mehr von den maximalen als von den durchschnittlichen Mengen ab. Leider ist unsere Kenntnis in dieser Hinsicht noch beschränkt. Besonders heftige Güsse bezeichnet man als „*Wolkenbrüche*"; sie sind aber nur graduell von anderen starken Platzregen verschieden. Sie sind immer kurzdauernd und auf engere Räume beschränkt, richten dort aber oft große Verheerungen an. Sie kommen dadurch zustande, daß in Luftwirbeln eine starke Aufwärtsbewegung heftige Kondensation verursacht, die Regentropfen aber durch die Aufwärtsbewegung am Fallen verhindert werden, bis plötzlich die ganze Masse niederstürzt. Heftige Platzregen und Wolkenbrüche kommen in allen Klimaten vor, mit Ausnahme der Polargebiete, jedoch in höheren Breiten nur in der warmen Jahreszeit. Die *größten Regenmengen in einer Stunde* steigen in den Subtropen bis zu 30 cm (halbsoviel wie die Jahresmenge in Bonn), ja in einer Minute sind 10,2 mm beobachtet worden! Über 20 cm in der Stunde sind beobachtet in Kalifornien, Nevada, Virginia, Rumänien. Auch in Mitteleuropa kommen Stundenmengen über 10 cm vor. In den Tropen dagegen ist zwar die *mittlere* Intensität der Regen viel größer als bei uns, nicht aber die maximalen Stundenmengen, die kaum über 10 cm gehen und hinter den subtropischen weit zurückbleiben. — Die größten Regenmengen einer Stunde treten in den Niederungen auf, dagegen die *größten Tagesmengen*

in Gebirgen, d. h. in diesen sind die Platzregen langdauernder, aber weniger heftig. Die größte Menge eines Tages, 104 cm, also weit mehr als die mittlere Jahresmenge in Deutschland, ist beobachtet in Cherrapunji in Assam (nördlich des Golfs von Bengalen), einer Gebirgsstation, die wir noch als eine der regenreichsten der Erde kennenlernen werden. Die außergewöhnliche Regenstärke ist hier durch das Aufsteigen warmfeuchter Luft am Gebirge verursacht. Sonst halten sich die maximalen Tagesmengen in den Tropen meist um 80 cm, in den Subtropen um 20—30 cm, nahezu ebensoviel bei uns.

Die tägliche Periode der Niederschläge erweist sich nach der Lage ganz verschieden. In den Tropen und im Binnenlande der übrigen Zonen ist das Maximum am Nachmittage zwischen 2 und 6 Uhr, wozu zuweilen noch ein zweites schwächeres Maximum am frühen Morgen kommt; dagegen haben die Vormittagsstunden die geringsten Regen. Die Abhängigkeit dieser Regenverteilung vom Wärmegang ist die: am Morgen bewirkt die starke Abkühlung während der Nacht häufige Sättigung der Luft mit Feuchtigkeit; die steigende Erwärmung am Vormittag veranlaßt dagegen relative Trockenheit. Wenn sich dann die aufsteigende Luft während der heißen Tagesstunden wieder der Sättigung genähert hat, verursacht die beginnende Abkühlung am Nachmittage die Kondensation. Jedoch ist dieser tägliche Gang, der im Jahresmittel hervortritt, in den gemäßigten Zonen nur dem Sommer eigen, während der Winter sich mehr dem ozeanischen Typus nähert: Maximum in der Nacht, Minimum am Mittag. Derselbe herrscht auch an den Küsten, denn hier ist nachts das Land kühler als das Meer und zwingt daher die vom Meer hereinwehende Luft zu stärkeren Niederschlägen als am Tage, wo das Land wärmer ist als das Meer.

3. Jährliche Niederschlagsmenge.

Die Höhe (Menge) der Niederschläge ist, wie alle klimatischen Werte, von regionalen und von örtlichen Faktoren abhängig. Erstere sind die geographische Breite und die allgemeine Lage zu den Ozeanen und zu den großen Windrichtungen. Aber keine atmosphärische Erscheinung ist so stark örtlich beeinflußt und zeigt daher ein so buntes Bild der geographischen Verteilung im einzelnen, so große Unterschiede oft an nahe benachbarten Orten, wie die Niederschläge. Unter diesen örtlichen Bedingungen des Regen-

falls steht obenan das Relief der Erdoberfläche. Jede, selbst geringe, Erhebung vermehrt die Niederschläge, weil die dagegenwehende Luft zum Ansteigen gezwungen wird; je höher und geschlossener das Gebirge, desto stärkere Wassermengen kondensiert es. Dabei kommen als regenbringend nicht allein die allgemeinen Windströmungen in Betracht, sondern auch der täglich in der warmen Zeit durch das Gebirge selbst erzeugte ansteigende Luftstrom (S. 155). Er verursacht es, daß sich bei warmem Wetter, selbst bei sonst heiterem Himmel, am Nachmittage fast regelmäßig Wolkenmassen an den höheren Gebirgen bilden, die oft in heftigen Platzregen, vielfach mit Gewittern, sich entladen; gegen Abend, wenn die sich abkühlende Luft hinabsinkt, zerstreuen sich diese Gebirgswolken.

Von großem Einfluß ist natürlich die Lage des Gebirges zur herrschenden Windrichtung, namentlich wenn diese feucht ist, vor allem also bei Küstengebirgen. Ein quer zu einer feuchten Windrichtung streichendes Gebirge verursacht an seiner Luvseite (der Seite, die dem Wind zugewendet ist) starke Niederschläge, und zwar beginnt dieser Regenreichtum schon in einem gewissen Abstand vor dem Gebirge, da die Luft infolge des Anstaus schon vor Erreichung des Gebirges anzusteigen anfängt. Dagegen ist die vom Winde abgewendete Leeseite des Gebirges trockener, da hier die Luft wieder herabfällt und sich dabei dynamisch erwärmt; der Wind kommt „abgeregnet" auf der Leeseite an; und diese trocknende Wirkung des Gebirges in seinem „Windschatten" erstreckt sich oft weit in die Niederung hinein. Derartige Gebirge bilden daher scharfe Klimascheiden zwischen nassen und trockenen Gebieten. Jedoch ist auch die Leeseite des Gebirges in der Regel immer noch regenreicher als das benachbarte Tiefland, weil doch auch an ihr gelegentlich Luftmassen ansteigen, wenn auch nur infolge des örtlichen Talwindes. Die Unterschiede der beiden Seiten sind in der gemäßigten Zone im Winter größer als im Sommer, da in ersterer Jahreszeit dieser Ausgleich durch das tägliche Aufsteigen der erwärmten Luft zurücktritt. Bei Gebirgen, die parallel zur herrschenden Windrichtung streichen, sind beide Seiten gleich stark beregnet. Sehr groß sind innerhalb des Gebirges — z. B. in den Alpen — die Unterschiede von Ort zu Ort je nach Exposition oder Schutz gegen die Winde. Am Außenrande sehr regenreich, schließt ein solches Gebirge im Innern trockene Längstäler ein. (Beispiele: Zone der Westwinde: Westseite Schottlands 120—300 cm, Ostseite 60—80 cm

Regenhöhe; Nordost-Passat: Hawaii, Nordostküste 400 cm, Südküste 89 cm. Alpen: Nordseite der Berner Alpen 120 cm, Siders im Wallis 57 cm, Pallanza am Südrand 236 cm.)

Außer durch das Ansteigen der Luft wird aber die Niederschlagsmenge der Gebirge dadurch vermehrt, daß diese in das Niveau reicherer Wolkenbildung hineinragen. So nimmt im allgemeinen die Niederschlagsmenge mit der Höhe zu, aber in sehr ungleichmäßiger Weise. Von einer gewissen Höhe an aufwärts nimmt sie dann wieder ab, weil die höheren Luftschichten wieder trockener und wolkenärmer sind. Doch ist die Höhengrenze maximaler Niederschläge, von der aufwärts diese wieder abnehmen (in den Alpen bei etwa 2000 m), sehr verschieden und noch wenig bekannt. Die deutschen Mittelgebirge erreichen meist diese Höhenzone nicht. Im Winter liegt die Zone niedriger als im Sommer, in den Tropen niedriger als in der gemäßigten Zone. Für die deutschen Mittelgebirge lassen sich folgende Mittelwerte der Niederschläge in den einzelnen Höhenzonen berechnen (nach *Hann*):

Höhe m	1—200	2—300	3—400	4—500	5—700	700—1000
Niederschlag cm	58	65	70	78	85	100

Fast ausnahmslos bilden also die Gebirge Gebiete reicherer Niederschläge als ihre Umgebung und zeichnen sich als solche auf den Regenkarten aus. Sie sind infolgedessen die Wasserspender für ihre Umgebung, was besonders in den Trockengebieten wohltätig hervortritt, wo Anbau und Siedelung vornehmlich an die Gebirge und an die von ihnen gespeisten Quellen, Flüsse und Grundwasserströme gebunden sind. Aber auch in feuchteren Regionen sind es die höheren Gebirge, welche in erster Linie wasserreiche Flüsse ernähren.

Der Einfluß des Waldes auf die Niederschläge, und zwar diese verstärkend, scheint in unseren Breiten sehr gering, in den Tropen beträchtlicher zu sein, jedoch ist er noch recht strittig. Viel größer und unbestritten ist seine Wirkung auf den Abfluß des Regenwassers, der durch den Wald gehemmt und reguliert wird, indem der Waldboden und die Pflanzen große Mengen Wassers aufsaugen und nur zögernd wieder abgeben. So werden durch den Wald die Hochfluten verringert, in Trockenzeiten die Quellen und Flüsse gespeist. Darin, nicht in dem etwaigen Einfluß auf das Klima selbst, liegt die große morphologische und wirtschaftliche Bedeutung des Waldes begründet.

Küstenlage bedingt reiche Niederschläge nur dann, wenn Seewinde vorherrschen und das Meer nicht etwa dauernd viel kälter ist als das Land. In letzterem Falle (Küsten mit kaltem Küstenwasser) ist sogar die Küstenlandschaft sehr trocken, weil die Luft, wenn sie vom Meere hereinweht, sich auf dem Lande erwärmt und dadurch relativ trocken wird. Besonders große Niederschläge sind denjenigen Küstenländern eigen, wo Seewinde von einem warmen Meer auf ein der Küste entlang ziehendes Gebirge stoßen. Der Einfluß von Seen und kleineren Meeresteilen auf die Niederschläge ist gering. —

Die jährlichen Niederschlagsmengen werden auf Isohyetenkarten (Linien gleicher Niederschläge) dargestellt, wie sie für die ganze Erde zuerst von dem Amerikaner *Loomis* (1882) gezeichnet worden sind. Sie zeigen bei einigermaßen spezieller Ausführung, infolge der örtlichen Bedingungen, ein sehr buntes Bild, weil bei den Niederschlägen eine Reduktion auf das Meeresniveau, mangels eines allgemein gültigen Reduktionsfaktors, nicht angängig ist. So geben also die Isohyeten die tatsächlichen Regenmengen der einzelnen Gegenden wieder, wobei aber doch wegen des kleinen Kartenmaßstabes eine Generalisierung durchgeführt ist, so daß im wesentlichen doch die örtlichen Einflüsse auf ihnen zurücktreten. Eine Ausdehnung der Isohyeten auf das Meer ist bisher (von *Supan*) nur für den Atlantischen und den Süden und Osten des Indischen Ozeans (ohne die subpolaren Teile) ausgeführt worden und naturgemäß nur sehr annähernd richtig. Es lassen sich folgende große Regionen der Niederschlagshöhe (in Zentimetern) unterscheiden, deren Ursachen erst im nächsten Abschnitt ganz klar werden.

1. Die Äquatorialregion, die regenreichste der Erde, mit über 100, ja über 200 cm Regenhöhe. Sie entspricht im allgemeinen dem Breitengürtel, in dem sich die Kalmenregion mit ihrer großen absoluten und relativen Feuchtigkeit und ihrer aufsteigenden Luftbewegung einen großen Teil des Jahres befindet, greift aber auch darüber hinaus, besonders nach S. Im großen und ganzen liegt sie zwischen 10° nördl. Br. und 3—20° südl. Br., in den einzelnen Teilen sehr verschieden ausgedehnt. Aus örtlichen Ursachen sind in der Äquatorialregion auch Trockengebiete eingeschaltet, die aber nur selten unter 75 cm Regen haben.

2. Der äußere Tropengürtel, Übergang zu der eigentlichen Passatzone, nur 100—50 cm Regen, jedoch an Ostküsten, auf die der Passat weht, erheblich mehr (siehe 3).

3. Passat-Regengebiete. Die Passate sind, da sie nach wärmeren Breiten hin wehen, trocken, jedoch mit Ausnahme der Ostküsten, wo sie vom Meere her auf hohes Land wehen. Hier lassen sie reiche Regenmassen von äquatorialen Beträgen, also über 100, ja 200 cm, fallen. (Ostküste von Brasilien, Antillen, Ostseite Zentralamerikas, Ostseite Madagaskars; Ostseite von Südafrika zwischen 100 und 75 cm.)

4. Monsun-Regengebiete. In den Monsunländern Süd- und Ost-Asiens und Ost-Australiens außerhalb der Äquatorialzone fallen überall, wo der Sommermonsun auf Gebirge stößt, große Regenmengen (ebenfalls über 100, ja 200 cm), dagegen weniger (100—50 cm) im Windschatten der Gebirge.

5. Passat- und Roßbreiten-Trockenzone. Diese Zone ist, wie gesagt abgesehen von den Ostküsten, infolge der Trockenheit der Passate sowie der sinkenden Luft in den Roßbreiten die trockenste Zone der Erde; ihr gehören die Passat-Wüsten und -Steppen an, welche sich zu beiden Seiten der Wendekreise an den Westseiten und im Innern der Festländer erstrecken: in der Alten Welt (Nordhalbkugel): Nordafrika (Sahara), Arabien, Mesopotamien; in Südafrika: Kalahari und Deutsch-Südwest, sowie an der Küste fast bis zur Kongo-Mündung; in Südamerika Westküste von Mittel-Chile bis fast zum Äquator; in Nordamerika: Nord-Mexiko, Nieder-Kalifornien; das ganze Innere und der mittlere Teil der Westküste Australiens. Wie man sieht, reichen die Wüsten bis an die Westküsten heran, wo sie sogar zum Teil besonders trocken sind; denn an diesen Küsten sind die Passate ablandig; dazu kommt vielfach das kalte Küstenwasser. Die Niederschlagsmengen sind meist unter 25 cm — in den Wüsten viel geringer — in randlichen und höheren Teilen 25—50 cm. Die Gebirge und Hochländer haben stärkere Niederschläge. Auch auf den Ozeanen hat dieser Gürtel dieselben geringen Regenmengen bis in die Nähe der Ostküsten der Festländer.

6. Kontinentale Trockengebiete. Zusammenhängende Wüsten- und Steppengebiete (meist unter 25, zum Teil 25—50 cm), mit Gebirgen reicheren Niederschlags dazwischen, erfüllen das Innere der großen Festländer, auch außerhalb der Passatzone, infolge ihrer Entfernung vom Meere und mangels direkter Meereswinde, so daß die Feuchtigkeit der Ozeane nicht genügend hineinkommt. Vielfach, aber durchaus nicht überall, wird der Abschluß gegen Feuchtigkeit noch durch hohe Gebirge verstärkt. Diese kontinentalen Trocken-

gebiete schließen sich an die Passatwüsten räumlich unmittelbar, polwärts und landeinwärts, an und reichen bis etwa 50° Br., also weit in die gemäßigte Zone hinein. Es sind in der Alten Welt die weiten Räume Zentralasiens (Tibet, Ost- und West-Turkestan, Mongolei), das Aralokaspische Becken mit der Kirgisen- und Südrussischen Steppe, Iran, Armenien, das Innere Kleinasiens. In Nordamerika das Great Basin (zwischen Felsengebirge und Sierra Nevada) und die Prärien. In Südamerika die Pampas von Argentinien und Ost-Patagonien, letzteres im Lee der Anden (Westwindzone). Das Innere Australiens kann sowohl als Passat- wie als kontinentales Trockengebiet bezeichnet werden. So zieht durch den Kontinent der Alten Welt eine große Trockenzone als Diagonale von SW nach NO, so daß nur an der Ostseite ein räumlicher Zusammenhang der reicher bewachsenen Gebiete der gemäßigten Zone und der Tropen stattfindet. Australien wird in seinem ganzen Inneren von einem Trockenland eingenommen. In Südamerika ist ebenfalls eine trockene Diagonale von NNW nach SSO von Meer zu Meer vorhanden, in Nordamerika und Südafrika sind die Trockengebiete auf den Westen beschränkt.

7. Die subtropische und gemäßigte Zone außerhalb der Trockengebiete. Hier finden wir eine große Mannigfaltigkeit der Niederschlagshöhen, von äquatorialem Reichtum bis zu 25 cm hinab, ja darunter, je nach der Zugänglichkeit für Meereswinde und nach dem Relief. Es ist aber allen diesen Gebieten gemeinsam, daß sie im Verhältnis zur Temperatur genügend Niederschläge erhalten, um Baumwuchs zu ermöglichen, mit Ausnahme einzelner kleiner Steppengebiete, die aus örtlichen Ursachen eingeschaltet sind (z. B. in Spanien). Im Osten der kontinentalen Trockengebiete finden wir (außer den schon erwähnten Monsun-Regengebieten in Ostasien und Ostaustralien) im östlichen Nordamerika und in Ost-Argentinien und Nachbarländern Regen bis über 100 cm; ebenso im Nordatlantischen Ozean nördlich des 40° nördl. Br., hier in der Mitte sogar über 200 cm. Auch die Westküsten Europas erhalten unter dem Einfluß der ozeanischen Westwinde streckenweise über 100 cm, ebenso manche seiner Gebirge, während sonst Mittel- und Südeuropa meist zwischen 50 und 100 cm haben. In Ost- und Nord-Rußland, Nord-Schweden, Sibirien ist dagegen die Niederschlagsmenge unter 50 cm, um an der pazifischen Küste Sibiriens wieder höhere Beträge zu erreichen. Sehr regenreich, streckenweise

über 200 cm, sind die Westküsten Nordamerikas, Südamerikas, Neuseelands vom 40° Br. polwärts, alle unter ozeanischen Westwinden und an hohen Gebirgen, während das westliche Binnenland Nordamerikas im Lee der Küstengebirge wieder unter 50 cm hat.

8. Die Polargebiete haben meist unter 25 cm Niederschlag; hier bringt die niedere Temperatur geringe absolute Feuchtigkeit, daher auch geringe Ergiebigkeit der Niederschläge mit sich.

Eine Berechnung der mittleren Niederschlagshöhen für die Breitenkreise (einschließlich der Ozeane) von *Pilgrim* ergibt folgende interessante Zahlen:

Nord-Breite:

80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°
12	27	64	100	91	69	89	133	242 cm.

Süd-Breite:

10°	20°	30°	40°	50°
152	117	65	125	142 cm.

Dabei ist zu beachten, daß infolge ihrer diagonalen Lage sich die Trockengebiete der Festländer auf verschiedene Breitenzonen verteilen und daß die Dürre der Trockenregionen durch die Regenfülle der Ostküsten in denselben Breiten teilweise ausgeglichen wird. Trotzdem tritt die Trockenheit der Passatzone bei 30° Br. beider Halbkugeln, das starke Maximum am Äquator und ein schwächeres Maximum bei 50° in der gemäßigten Zone deutlich hervor. Die ozeanische Südhalbkugel ist regenreicher als die Nordhalbkugel.

Die größten jährlichen Regenmengen auf der Erde sind örtlich bedingt. Die größte bekannte Menge, 1163 cm, hatte bisher Cherrapunji, in 1250 m Höhe in den Chassia-Bergen in Assam, nördlich vom Bengalischen Busen gelegen, in 25° nördl. Br., also außertropisch, aber dort, wo der Sommermonsun vom Meere her zuerst ansteigen muß. Nach neueren, allerdings nur fünfjährigen Beobachtungen scheint es aber von dem 1738 m hohen Waialeale-Berg auf Kauai (Hawaii), in der Passatregion, mit 1250 cm übertroffen zu werden. An dritter Stelle kommt Debundja am Südwestfuß des Kamerun-Gebirges (in der Äquatorialregion), unter dem landwärts abgelenkten Passat, mit 1047 cm. Sonst werden 600 cm nur wenig überschritten. In Europa sind die regenreichsten Stationen Crkvice (1050 m ü. M.) in Süd-Dalmatien unweit Cattaro mit 464 cm und Styehead im Cumberland-Gebirge, Nordengland (490 m ü. M.), mit 431 cm Regenhöhe.

Andererseits gibt es ganz regenlose Gegenden überhaupt nicht. Selbst in den trockensten Wüsten ereignet sich überall im Laufe der Jahre einmal ein gelegentlicher, oft heftiger Guß, meist infolge von Zyklonen, so daß die mittleren Jahresmengen wohl überall mindestens einige Zentimeter betragen.

Ganz kurze Angaben über die Regenhäufigkeit oder Regenwahrscheinlichkeit seien hinzugefügt. Darunter versteht man die Zahl der Tage mit Niederschlägen, ausgedrückt als Teil der Gesamtzahl der Tage; also die Regenwahrscheinlichkeit 0,5 bedeutet, daß die Hälfte aller Tage Regen hat. Die Regenwahrscheinlichkeit ist im allgemeinen auf dem Meere größer als auf dem Festlande: am Äquator 0,5—0,6, in der Passatzone des Atlantischen Ozeans 0,3—0,4; in der gemäßigten Zone dagegen etwa 0,6 und darüber. Auf dem Festlande: Äquatorialzone 0,4 bis über 0,5; äußere Tropen der Alten Welt 0,2—0,4; Wüstengebiet weniger als 0,1; Mittelmeergebiet 0,1—0,3; Großbritannien, Deutschland, Norwegen 0,4—0,5. In Berlin z. B. im Jahr 0,45; im Mai und September 0,40, im Dezember 0,52; in Rom dagegen im Juli 0,07, im November 0,37, d. h. Rom hat in seinem regenreichsten Monat weniger Regentage als Berlin in seinem regenärmsten, obwohl Rom eine beträchtlich größere Jahresmenge der Niederschläge hat (87 cm) als Berlin (58 cm). Ein schlagendes Beispiel, wie verschieden die Intensität der Niederschläge ist! —

Die Regenmengen allein sind nicht ausreichend für die Beurteilung, ob ein Klima naß oder trocken ist, denn die Wirkung ein und derselben jährlichen Regenmenge ist recht verschieden, einmal, wie schon gesagt, nach der Intensität der Regen, dann auch nach der Temperatur. Je höher diese ist, desto stärker ist die Verdunstung des Bodens und desto größer ist das Feuchtigkeitsbedürfnis der Pflanzen. Regenmengen von 100—50 cm, die in den Tropen ein Trockenklima und dürftige Vegetation bedeuten, genügen in der gemäßigten Zone für eine reichliche Durchfeuchtung des Bodens und kräftigen Pflanzenwuchs. Die Niederschläge in den Polargebieten sind nicht höher als in vielen Wüsten und Steppen wärmerer Zonen, und doch sind die Polarländer keineswegs dürr. Hier kommt noch hinzu, daß der größte Teil der Niederschläge als Schnee fällt, der in dem langen Winter aufgespeichert dem kurzen Sommer als Schmelzwasser zugute kommt und den Boden während der warmen Monate reichlich durchfeuchtet, besonders da der in einiger Tiefe dauernd gefrorene Boden

das Einsickern des Wassers verhindert. Daher dort trotz geringer Niederschläge sehr ausgedehnte Sümpfe und Moore. — Neuerdings glaubt *Rich. Lang*[1]) die Grenze zwischen feuchtem und trockenem Klima beim „Regenfaktor" 40 empirisch feststellen zu können, d. h. sie liegt bei einer Jahrestemperatur von 5^0 bei $5 \times 40 = 200$ mm Regenhöhe, bei 25^0 bei $25 \times 40 = 1000$ mm Regenhöhe. Jedoch vernachlässigt er dabei die so wichtige jahreszeitliche Verteilung der Regen.

Endlich kommt es sehr auf die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge an. Dieselbe Regenmenge, die bei gleichmäßiger Verteilung über das Jahr eine hinreichende Befeuchtung gewährleistet, verursacht auf eine Jahreszeit zusammengedrängt in dieser zwar einen Überfluß an Wasser, in der übrigen Zeit dagegen herrscht Dürre, und an diese müssen sich Bodenformen und Pflanzenwelt anpassen. Solche Gebiete mit längeren ausgeprägten Trockenzeiten sind zwar keine Wüsten, tragen aber doch mehr oder weniger den Charakter der Trockenheit, selbst wenn die Regenmenge der Regenzeit groß ist. Namentlich tritt dies hervor, wenn die Trockenzeit in den Sommer, also in die Zeit fällt, wo die Pflanzenwelt am meisten der Nässe bedarf, während winterliche Trockenzeiten weniger nachteilig sind. Länder mit Sommerdürre haben daher eine „xerophile", d. h. der Ertragung starker Verdunstung bei geringer Wasserzufuhr angepaßte Pflanzenwelt. Andererseits können aber auch Gebiete mit gleichmäßiger Verteilung der Regen einen trockeneren Habitus zeigen als solche mit Wechsel von Regen- und Trockenzeit, wenn die Regenmenge im ganzen so gering ist, daß auf keine Jahreszeit eine genügende Menge entfällt. Diese sind natürlich noch ungünstiger gestellt als solche, wo dieselbe Regenmenge wenigstens eine Jahreszeit hinreichend befeuchtet.

Zahlenmäßig kann man die Periodizität der Niederschläge auf verschiedene Weise ausdrücken. (*Hann*, Meteorologie S. 346ff., Klimatologie S. 64.) *Supan* (Grundzüge S. 173) legt den Unterschied der größten und kleinsten Monatsmengen, ausgedrückt in Prozenten der Jahresmenge, zugrunde, um mehrere Stufen der Periodizität zu unterscheiden: unter 10 Prozent Niederschläge zu allen Jahreszeiten; 10 bis 20 mäßig periodisch; über 20 streng periodisch; endlich dauernd regenarm, wenn keine Jahreszeit 6 cm Niederschlag erreicht. Er hat diese Stufen auf einer Karte eingetragen. Solche

[1]) Verwitterung und Bodenbildung. Stuttgart 1920. S. 107.

streng zahlenmäßige Unterscheidungen haben aber praktisch wenig Wert, da es zur Beurteilung, ob ein Monat trocken ist, nicht sowohl darauf ankommt, wieviel Prozente der Jahresmenge er hat, sondern wie groß seine absolute Menge im Verhältnis zur Temperatur ist. Wir wollen daher im folgenden von dieser zahlenmäßigen Bindung absehen.

4. Jährliche Periode und jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge. Charakter der Niederschlagszonen.

Dieses Kapitel hat, nach dem eben Gesagten, entscheidende Bedeutung für den Klimahabitus der Länder, noch mehr als die jährliche Regenmenge selbst. Wir haben folgende Regionen der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge zu unterscheiden.

1. Äquatorialzone (mit Ausnahme des asiatisch-australischen Monsungebietes). Regen zu allen Jahreszeiten mit einem doppelten Maximum etwas nach den zwei Zenitständen der Sonne, also nach dem Frühjahr- und Herbst-Äquinoktium. Dieses sind die beiden „Regenzeiten"; die dazwischenliegenden beiden „Trockenzeiten" sind aber meist nicht wirklich trocken, sondern erhalten auch genügende Regen. Daher kann man diese Gebiete als „immerfeucht" bezeichnen. Sie sind daher vom üppigsten tropischen „Regenwald" bedeckt. Die Ursache der ununterbrochen reichlichen Beregnung liegt in der beständig großen absoluten und relativen Feuchtigkeit bei hoher Temperatur und in der aufsteigenden Luftbewegung der Kalmen; diese folgen dem Sonnenstande etwas nach, daher nach dem Zenitstande die stärksten Regen („Zenitregen"). Aber auch in den übrigen Jahreszeiten, wenn die Passate in den Gürtel eindringen, fehlt aufsteigende Tendenz, sei es allgemein, sei es örtlich und zeitlich, nicht ganz, daher die Trockenzeiten schwach ausgebildet sind. Außerdem sind sie kurz, weil zweigeteilt im Jahr, so daß sie die Üppigkeit der Vegetation wenig beeinträchtigen. Die Regen fallen meist als Nachmittagsgewitter in starken Güssen, in der Regenzeit mit großer Regelmäßigkeit. — Bei dem geringen Unterschied von Regen- und Trockenzeit gibt es manche Abweichungen von der normalen jahreszeitlichen Anordnung derselben.

Übrigens kommen viele Ausnahmen von dieser Gleichmäßigkeit des Regenfalls vor. In manchen Äquatorialgebieten werden in-

folge Mangels an Luftzufuhr vom Ozean oder mangels aufsteigender Tendenz die beiden Trockenzeiten länger und schärfer ausgeprägt. Dort entstehen äquatoriale Trockengebiete, in denen dürrer Trockenwald oder Savannen (Grasfluren mit einzelnen xerophilen Bäumen oder Baumgruppen), seltener echte Steppen (baumlose Gebiete) herrschen. Es sind Äquatorial-Ostafrika, die Llanos von Venezuela, das Innere des Brasilianischen Hochlandes nebst der Küste zwischen Amazonenstrom und Pernambuko, sowie kleinere. Eigentliche Wüsten gibt es in der Äquatorialzone kaum.

2. Die äußere Tropenzone. Hier folgen sich die beiden Zenitstände der Sonne nahe aufeinander, daher auch nur **eine** Regenzeit im Sommer der betreffenden Halbkugel, als Folge der Steigungsregen dieser Zeit stärkster Bestrahlung. In der übrigen Jahreszeit trockener Passat mit großer Dürre. Je näher dem Wendekreis, desto länger und schärfer ist die Trockenzeit, bis endlich im Übergang zur Passatwüste die Regenzeit ganz schwindet. In derselben Richtung wird daher die Jahresmenge der Regen immer kleiner. Die Vegetation besteht aus Savannen und Steppen.

3. Passatregen. An den Ostküsten der äußeren Tropenzone wie der Subtropen, auf die der Passat aufweht und reichlich Regen bringt (s. S. 190), fallen diese in der Regel mehr oder weniger während des ganzen Jahres, jedoch mit einem ausgesprochenen Maximum in der Jahreszeit, in welcher der Passat am stärksten und am meisten rechtwinkelig zur Küste weht. Dies ist in der einen Gegend im Winter, in der anderen im Sommer der Fall. Tropischer Regenwald gedeiht fast überall. — Auf den Westseiten schmaler Länder der Passatzone, ohne kaltes Küstenwasser (Zentralamerika, Inseln), wo der Passat ablandig, daher trocken ankommt, ist auch die winterliche Trockenzeit scharf; dagegen bringt der Sommer Steigungsregen, so daß es nicht zur Wüstenbildung kommt, sondern Savannen herrschen.

4. Monsunregen. Die Monsunregion Süd- und Ost-Asiens und Australiens hat eine im allgemeinen scharfe Scheidung zwischen dem heißen und nassen Sommer beim Meeresmonsun und dem kühlen und trockenen Winter beim Landmonsun, also ausgesprochene Sommerregen. Nur sind im einzelnen die Zeiten und die Stärke der Regen- und Trockenzeit sehr verschieden und damit auch die Regenmenge und der feuchtere oder trockenere Habitus der Vegetation; besonders weist Indien in dieser Beziehung große Gegensätze auf.

In den insularen Gebieten ist die Trockenzeit schwach, da auch der Wintermonsun vom Meere kommt, und in den äquatorialen Teilen des hinterindischen Archipels sowie in Malakka und Neuguinea verschwindet sie völlig oder ist schwach; dort gibt es starke Regen zu allen Jahreszeiten, wie auch sonst im Äquatorialgürtel. So verbreitet sich üppiger tropischer Regenwald über die großen Sunda-Inseln, die Molukken, Neuguinea, den größten Teil der Philippinen, Malakka, Teile von Zeylon, die Westküsten der beiden indischen Halbinseln, wogegen Nordaustralien, Ost-Java und die kleinen Sunda-Inseln, die größten Teile der indischen Halbinseln infolge starker und dabei warmer Trockenzeit im Winter und geringerer Jahresmenge Trockenwälder und Savannen tragen. Im Monsungebiet der gemäßigten Zone ist dagegen der Regenreichtum des warmen Sommers der Entwicklung einer reichen natürlichen und angebauten Vegetation von subtropischem bis „gemäßigtem" Charakter günstig, während die Trockenheit des Winters wenig schadet, da dann die Kälte doch Vegetationsruhe verursacht. — Wo Gebirge sich dem Wintermonsun entgegenstellen, ist der Winter die feuchte Jahreszeit, z. B. auf der Westseite von Japan und von Formosa.

5. Die eigentlichen Trockengebiete (ihre Ausdehnung s. S. 190) sind diejenigen, die nicht nur einen Teil des Jahres, sondern dauernd oder doch den bei weitem größten Teil des Jahres trocken sind. (In keiner Jahreszeit über 6 cm Regen.) Die fast pflanzenleeren oder sehr pflanzenarmen Wüsten haben nur in langen Zwischenräumen, oft vieler Jahre, unregelmäßige, dann aber oft gewaltsame Regen. Die Steppen (baumlose Gebiete mit Niedervegetation) erhalten dagegen stellenweise erheblichere Regenmengen, die aber in keiner Jahreszeit genügen, um Baumwuchs zu ermöglichen. Hier ist die Periodizität von Bedeutung. Sie schließt sich meist an die der Nachbargebiete an, so daß in der Nähe der Tropen- und der Monsunländer Sommerregen, in der Nähe des Winterregengebietes Winterregen fallen. In den kontinentalen Trockengebieten in der Nähe der Länder mit Regen zu allen Jahreszeiten in der Alten Welt ist weit verbreitet: Maximum der Niederschläge im Frühjahr und Frühsommer, dazu zuweilen ein zweites geringeres Maximum im Herbst, dagegen Trockenheit im Hochsommer und im Winter. Vereinigt sich dieser Typus mit Winterkälte, so ist die Vegetationszeit zu kurz, um Bäume zu ermöglichen, und Steppen breiten sich in Gegenden aus, deren Jahresmenge der Niederschläge

so groß ist, daß sie, auf eine hinreichend lange Vegetationszeit verteilt, sehr wohl für Baumwuchs genügen würde. Solche Steppen mit ansehnlichen Regenmengen im Frühjahr und Vorsommer entwickeln in dieser Zeit kräftigen Graswuchs, der im Sommer verdorrt, dann vielfach im Herbst noch einmal für kurze Zeit auflebt. Hier sind daher günstige Bedingungen für Viehzucht gegeben. Ähnliche Wirkungen hat das sommerliche Maximum der Regen in den Steppen Amerikas. Tritt ein fruchtbarer Boden (z. B. Löß) zu diesem Klima hinzu, so sind derartige Steppen vorzüglich für den Anbau von Getreide und anderen einjährigen Pflanzen kurzer Vegetationsdauer geeignet, da die Regenmenge des Jahres hauptsächlich in der Vegetationszeit des Getreides fällt. In der Tat sind solche Steppen heute die größten Getreide-Ausfuhrländer der Erde: Südrußland, Prärien Nordamerikas, Pampas von Argentinien. —

In den Trockengebieten der Subtropen und Tropen an den Westküsten Südafrikas und Südamerikas, die mit dem kalten Küstenwasser zusammenhängen, ersetzen dicht an der Küste nässende Nebel einigermaßen die fehlenden Regen und erzeugen eine dürftige Grasvegetation. In Südamerika sind diese Nebel (Garua) auf den Winter beschränkt und in dieser Zeit fallen dort auch die seltenen Regen. In Südwestafrika ist der Sommer die Zeit der Regen, an der Küste sehr kümmerlich, im Innern reichlicher.

6. Winterregengebiete der Subtropen. Einen besonderen, sehr charakteristischen Klimatypus finden wir an der Westküste jedes Kontinents, polwärts von der Passat-Trockenzone, etwa zwischen 32 und 40—43° Br. Da auch das Mittelmeer dazu gehört, spricht man vom Mittelmeer- oder mediterranen Klima[1]). Uns scheint der Name „Winterregen-Klima" der bezeichnendste zu sein. Denn diese Klimate sind gekennzeichnet durch Winterregen und Sommerdürre, und zwar sind es die einzigen Klimagebiete dieser Art auf der Erde, wenn man von einigen Passat- und Trockengegenden absieht.

Die Winterregen sind sehr verschieden reichlich, in manchen Gegenden so gering, daß ein Übergang zur Trockenregion stattfindet,

---

[1]) Hettner hat den Namen „Etesien-Klima" vorgeschlagen. Etesien („Jahreswinde") hießen bei den alten Griechen die sommerlichen Nordwinde des östlichen Mittelmeeres. Der Name erscheint mir für den Klimatypus nicht zu empfehlen, da man nicht bei allen die Kenntnis der Etesien voraussetzen darf, diese auch keineswegs in allen Teilen dieser Klimagebiete klar ausgebildet sind.

in anderen sehr stark, sowohl infolge orographischer Gestaltung wie in den äußeren, polwärts gelegenen Teilen der Gebiete. In diesen äußeren Teilen verschieben sich die Regen mehr auf Frühjahr und Herbst, wird die sommerliche Trockenzeit entsprechend kürzer und weniger ausgeprägt. Die Sommerdürre aber, da sie mit der heißen Zeit zusammenfällt, verleiht den Ländern mit Winterregen im landschaftlichen Habitus und in der Vegetation den Charakter eines Halb-Trockengebiets, in dem Bäume und Gebüsche, meist immergrün, gedeihen, aber doch mit Anpassung ihrer Natur und Erscheinungsweise an die Sommerdürre (xerophile Holzpflanzen). Die Bedingungen für Pflanzenwelt und Anbau sind demnach lange nicht so günstig, wie bei den auf gleicher Breite gelegenen Monsunländern, wo die Regenzeit in den Sommer fällt und daher von den Pflanzen voll ausgenutzt werden kann.

Alle diese Winterregengebiete liegen zwischen der Passat-Trockenzone im S, der kontinentalen Trockenregion im O, der Zone mit Regen zu allen Jahreszeiten im N. Sie kommen dadurch zustande, daß sich in diesen Breiten der Westseiten der Festländer der trockene Passatgürtel im Sommer polwärts ausdehnt, also polare, d. h. relativ trockene Winde herrschen (allerdings vielfach abgelenkt) und zugleich die Länder viel heißer sind als das Meer. Im Winter dagegen zieht sich der Passat aus diesen Ländern äquatorwärts zurück, dehnen sich die ozeanischen feuchten Westwinde darüber aus. So beschränkt sich, mit Ausnahme des Mittelmeeres, dieser Klimatypus auf je ein schmales Küstenland, soweit diese ozeanischen Regen des Winters reichen; landwärts grenzt er, zum Teil durch hohe Gebirge, an die kontinentale Trockenregion, wo die Winterregen zu wenig ergiebig sind für Baumwuchs.

Die in Rede stehenden Gebiete sind: Kalifornien (innerhalb der Vereinigten Staaten); Mittel-Chile (mit Santiago und Valparaiso); der Südwesten des Kaplandes; die Südwestecke Australiens. Dazu kommt das Mittelmeergebiet, das gegenüber den genannten doch wesentliche Unterschiede zeigt. Hier allein dehnt sich das Winterregen-Gebiet weit ostwärts aus, und zwar so weit das Mittelmeer (ohne Schwarzes Meer) reicht, über alle Küsten desselben. Hier ist das Mittelmeer selbst die Ursache der Winterregen, nicht die ozeanischen Westwinde, die als Regenbringer nur an der Westseite der Pyrenäen-Halbinsel und Marokkos in Betracht kommen; auf diese Landstriche wäre auch hier unser Klimatypus beschränkt, wenn das Mittelmeer

nicht bestände, dessen Stelle dann kontinentales Trockengebiet einnehmen würde. Das Mittelmeer liefert die Feuchtigkeit für die Winterregen seiner Küstenländer, die durch umlaufende Winde im Gefolge wandernder Zyklonen zum Niederschlag gebracht wird. — Unabhängig vom Mittelmeer selbst finden wir noch reichliche Winterregen weiter östlich in den Gebirgen des Armenischen Tauros und des Zagrossystems (Südwest-Iran).

7. Gebiete höherer Breiten mit Niederschlägen zu allen Jahreszeiten. Dazu rechnen wir den ganzen Rest der gemäßigten Zonen und die Polargebiete. Denn wenn auch Teile dieser Zonen im Winter recht niederschlagsarm sind, den Zahlen der Niederschlagshöhe nach (Ostsibirien, die Polarzonen überhaupt), so sind doch keine derselben wirklich trocken, da die Niederschlagsarmut mit niedriger Temperatur zusammenfällt. Daher sind alle diese Länder, soweit Temperatur und Boden es gestatten, von kräftiger Vegetation, in der gemäßigten Zone meist Wald, bedeckt. Äquatorialregion einerseits, gemäßigte und polare Zone andererseits bilden die Gürtel ohne Trockenzeit auf der Erde. Damit ist nicht gesagt, daß nicht auch hier gelegentlich einmal eine wochenlange Trockenheit vorkommt; das ist dann aber eine ganz unregelmäßige, an keine feste Jahreszeit gebundene Erscheinung, die für den Habitus der Landschaft keine Bedeutung hat. Dabei sind aber die einzelnen Teile nicht allein nach den Niederschlagsmengen, wie wir bereits gesehen haben, sondern auch nach dem Grade der Periodizität und nach der zeitlichen Lage des Regenmaximums verschieden. Im allgemeinen liegt das Maximum in den ausgesprochen ozeanischen Klimaten im Winter, der Jahreszeit der häufigsten Zyklonen, welche durch Aufsteigen der Luft Kondensation veranlassen, in den binnenländischen im Sommer, wo infolge Erwärmung Steigungsregen (Gewitter) viel Niederschlag bringen; dazwischen in Grenzgebieten im Frühjahr und Herbst. Das Maximum im Sommer ist aber in der Regel nur ein solches der Menge; da aber die Sommerregen intensiver sind, ist die Regenhäufigkeit im Sommer geringer; der Sommer ist trotz des Maximums der Regenmenge die heiterste und, morphologisch und physiologisch, die trockenste Jahreszeit, zuweilen darin nur von einigen Herbst- oder Frühjahrsmonaten übertroffen. So ist es in Europa außer einem schmalen Streifen an der Westküste, wo die ozeanische Verteilung herrscht. Europa außer dem mediterranen Teil und den südrussischen Steppen ist so recht ein

„immerfeuchtes" Gebiet. Schon in Osteuropa, besonders in Sibirien, am meisten in Ostsibirien sind die Niederschläge geringer, aber hinreichend, der Winter infolge der Antizyklone Asiens trockener. Die Regen werden in diesem ganzen Gürtel durch die Meereswinde (in Europa von W), besonders aber durch wandernde Minima gebracht (s. S. 208).

Der Osten der Vereinigten Staaten und Kanadas hat infolge der zahlreichen wandernden Minima ebenfalls Regen zu allen Jahreszeiten mit geringer Periodizität, während im Innern von Britisch-Nordamerika die Verhältnisse Sibiriens wiederkehren. An der überaus feuchten Westküste von Oregon bis zum Beringsmeer fallen Niederschläge zu allen Jahreszeiten mit Maximum im Winter oder Herbst. Dasselbe gilt für die gesamten Ozeane der gemäßigten Zonen beider Halbkugeln, sowie für West-Patagonien, Tasmanien, Westseite von Neu-Seelands Südinsel, die subantarktischen Inseln. Das südöstliche Australien hat Regen zu allen Jahreszeiten, das Maximum teils im Sommer, teils in den Übergangsjahreszeiten. — In den Polargebieten ist die Lage des Maximums der Niederschläge sehr verschieden und ohne erhebliche Bedeutung.

5. Verbreitung des Schnees.

Schnee fällt in den Polargebieten und im Hochgebirge zu allen Jahreszeiten, in den gemäßigten Zonen nur im Winter und verliert sich allmählich äquatorwärts im Tieflande. Andererseits ist Schnee die alleinige Form des Niederschlags wohl nur im antarktischen Kontinent und im inneren Hochland Grönlands.

Die Äquatorialgrenze des Schneefalls in der Nähe des Meeresniveaus stimmt ungefähr mit der Frostgrenze überein. Auf der Nordhalbkugel reicht sie in Süd-China bis über den Wendekreis, folgt dann dem Himalaja und den südlichen Randgebirgen Irans zur Mündung des Euphrat, geht durch Nord-Arabien, Sinai, Mittel-Ägypten, die nördliche Sahara, zum westlichen Marokko, dann südlich der Azoren, mitten durch Florida, erreicht Mexiko beim Wendekreis, umzieht das Hochland von Mexiko bis zur Wurzel der Kalifornischen Halbinsel. Auf der Südhalbkugel liegt die Grenze auf dem Meere bei ungefähr 35° Br. Auf den Kontinenten dringt sie weiter äquatorwärts vor infolge der niedrigeren Wintertemperatur derselben, so in Südost-Australien und Süd-Afrika bis etwa 25° Br., in Süd-Amerika bis zum Wendekreis. Außerhalb dieser Grenzen ereignen sich Schneefälle zu-

nächst schon in ziemlich niedrigen Gebirgen, in der Nähe des Äquators nur in größeren Höhen.

Eine längere Zeit dauernde Schneedecke ist weit weniger verbreitet, und zwar im wesentlichen nur — außer den Gebirgen — in den Polargebieten und in den Landklimaten der nördlichen Halbkugel: Nord- und Zentralasien bis Nord-China und Himalaja, Ost- und Nord-Europa bis ins östliche Deutschland, Ungarn, Rumänien; Nord-Amerika bis etwa 40° Br. mit Ausnahme der Westküste (bis nahe 60° Br.). Jedoch ist die winterliche Schneedecke in den extremen Kontinentalklimaten, infolge der Spärlichkeit der Niederschläge im Winter, schwach und unbeständig. Das Vorhandensein einer winterlichen Schneedecke ist ein nicht unwichtiger Faktor: sie verhindert das tiefe Eindringen des Frostes in den Boden, schützt daher die Pflanzen, gewährleistet eine starke Durchfeuchtung des Bodens im Frühjahr, die den Pflanzen zugute kommt, verzögert aber andererseits die Erwärmung im Frühjahr. Für den Menschen bedeutet die Schneedecke, sofern es keine Eisenbahnen und Kunststraßen gibt, eine große Erleichterung des Verkehrs, so daß in derartigen Ländern Reisen, Wanderungen und Lastentransporte mit Vorliebe im Winter mittels Schlitten ausgeführt werden.

Die Grenze der Schneedecke zieht sich in den Gebirgen während des Sommers immer weiter nach oben zurück, um im Herbst ihre höchste Lage zu erreichen. Darüber bleibt der Schnee dauernd liegen als „ewiger Schnee“ oder Firn. In allen Klimazonen gibt es Firn, wo ein Gebirge die nötige Höhe besitzt. Die Bezeichnung „ewig“ ist, ganz abgesehen von dem Wechsel in langen erdgeschichtlichen Zeiträumen, nur so zu verstehen, daß das Vorhandensein von Schnee dauernd ist, der Schnee selbst aber wechselt; immer neuer Schnee fällt in der Firnregion, während andererseits Schnee verschwindet. Einmal durch Schmelzen; selbst in den größten Höhen und im Innern der polaren Firne tritt vorübergehend Schmelzwirkung ein; aber nur gegen die Ränder hin läuft das Schmelzwasser ab, in den höheren Teilen gefriert es alsbald wieder. Hier ist um so wichtiger der Verlust durch Verdunstung. Ausgedehnte Teile innerhalb des Firngebietes der Antarktis sind schneefrei, weil der geringe Schneefall durch die Verdunstung aufgezehrt wird. Das Bestehen des Firns beruht darauf, daß die Zufuhr durch Schneefall größer ist als der Verlust durch Schmelzung und Verdunstung. Wo sich Zufuhr und Verlust im Laufe des Jahres das Gleichgewicht halten, liegt die

Schneegrenze, d. h. die untere Grenze der dauernden Schneedecke. Im Innern der Firnregion würde aber der Überschuß des Schneefalls über den Schneeverlust eine immer größere Mächtigkeit des Firns zur Folge haben, wenn nicht von einer gewissen Mächtigkeit des Firns an noch ein mechanischer Abtransport nach abwärts bzw. nach dem dünneren Rande des Firns hin erfolgte. Auf stark geneigten Abhängen geschieht dies durch Abrutschen oder Absturz (Lawinen), auf flacherer Unterlage durch Zusammensackung des Firns zu Gletschereis, das in beständiger langsamströmender Bewegung abwärts oder randwärts begriffen als Gletscher in wärmere Regionen vordringt und dort abschmilzt. Jede nicht ganz minimale Firnmasse muß also einen Gletscher erzeugen, dessen Bewegung das Gleichgewicht im Firn zwischen Zufuhr und Abfuhr herstellt. — Bei einem klimatischen Wechsel — sei es Vermehrung der Wärme oder Verminderung des Schneefalls — demzufolge der Firn weniger ernährt wird und daher schwindet, kann sich eine große Firnmasse noch längere Zeit erhalten.

Die Schneegrenze, nächst der Küste wohl die wichtigste Grenze auf der Erde, ist keineswegs scharf. Zunächst ist sie nicht konstant. Denn in den einzelnen Jahren und Jahresgruppen schwankt die Höhenlage, bis zu der sich die jahreszeitliche Schneegrenze im Herbst zurückzieht, beträchtlich, so daß wir als dauernde Schneegrenze das Mittel aus den Lagen der Jahres-Schneegrenzen verstehen müssen; dieses ist aber kaum feststellbar. Ferner ist die Schneegrenze auch in jedem Zeitpunkt keine einfache Linie, sondern unterhalb der zusammenhängenden Schneedecke finden sich Schneeflecken oft erheblich tiefer, wo Beschattung oder Windschutz den Schnee aufhäuft und erhält, so daß man die klimatische und orographische Schneegrenze unterscheidet. Andererseits treten innerhalb der Firnregion schneefreie Flecken oft bis zu großer Höhe auf, wo das Gehänge zu steil ist oder der Wind den Schnee fortweht. Die Grenze der Schneedecke selbst verläuft in unregelmäßigem Zickzack. So ist die Schneegrenze keine Linie, sondern ein Grenzsaum, dessen Lage nur sehr beiläufig angegeben werden kann.

Da die unmittelbare Feststellung der Schneegrenze in der Natur für den einzelnen Beobachter von den Zufälligkeiten der Zeit und des Ortes der Beobachtung abhängt, hat man Methoden ersonnen, um indirekt die Schneegrenze aus den Karten zu berechnen. Voraussetzung ist das Vorhandensein guter Kartenauf-

nahmen mit Höhenlinien, wobei aber noch zu berücksichtigen ist, daß die Aufnahmen der einzelnen Blätter verschiedenen Jahren oder Jahrzehnten entstammen, also nicht homogen sind, auch seitdem die Schneegrenze sich verschoben haben kann. Ohne auf diese Methoden näher einzugehen, sei hier nur bemerkt, daß man dabei entweder die Höhe der höchsten schneefreien und der niedrigsten Firn tragenden Gipfel benutzt oder annimmt, daß Dreiviertel der Oberfläche eines Firns nebst des zugehörigen Gletschers in der Schneeregion liegt, oder daß die mittlere Höhe des Firns nebst Gletschers der Schneegrenze entspricht, oder endlich man legt die Schneegrenze dorthin, wo die konkaven Isohypsen der Firnmulde übergehen in die konvexen der Gletscherzunge.

Die Lage der Schneegrenze ist, außer von den angedeuteten orographischen, von einer ganzen Anzahl von klimatischen Faktoren bedingt, unter denen die mittlere Jahrestemperatur keine Rolle spielt. Wohl aber die Dauer und Temperatur der Schmelzperiode, d. h. der Zeit mit einer Temperatur über 0°. Je wärmer und länger diese Zeit ist, desto höher liegt die Schneegrenze. Die Temperatur der Frostperiode hat aber kaum Einfluß, denn es ist für die Erhaltung des Schnees gleichgültig, ob die Temperatur wenig oder tief unter 0° liegt, wenn sie nur unter 0° ist. Im Gegenteil, bei großer Kälte pflegt der Schneefall gering zu sein, weil wenig Wasserdampf in der Luft ist. Die Menge des Schneefalls ist aber von entscheidendem Einfluß; je niederschlagsreicher eine Gegend ist, desto tiefer liegt, unter sonst gleichen Bedingungen, die Schneegrenze. Gerade daher ist die Höhe der Schneegrenze innerhalb ein und desselben Gebirges sehr verschieden je nach der Exposition zu den Feuchtigkeit bringenden Winden. Natürlich spielt dabei auch die Lage zur Sonnenbestrahlung mit. (In der Finsteraarhorngruppe z. B. liegt die Schneegrenze je nach der Exposition zwischen 2850 und 3010 m.) Ferner ist von großem Einfluß die Massenerhebung und die Randlage (s. S. 116). So liegt die Schneegrenze in den Alpen: am Nordrande am Säntis in 2400, im Inneren der Monterosagruppe bei 3200, am Südrande bei 2700 m. *W. Köppen* hat nachgewiesen, daß in niederen Breiten die Niederschlagsmenge, in mittleren Breiten die Temperatur den überwiegenden Einfluß auf die Lage der Schneegrenze hat.

Der Einfluß der Niederschlagsmenge bringt es mit sich, daß die höchste Lage der Schneegrenze nicht am Äquator, sondern in den subtropischen Trockengebieten sich findet, und zwar mit 6100 m in

der Westkette der Anden in Nord-Chile, 17—27° südl. Br., während sie in der dortigen Ostkette, die feucht ist, 1000 m tiefer liegt; in der Alten Welt erreicht sie die größte Höhe im Karakorum, 5600 m. Von dort sinkt die Schneegrenze einerseits gegen den Äquator (Ekuador 4800—4700 m, Kilimandjaro Ost- und Nordseite 5800 m, Südseite 5380 m; Himalaja Nordseite 5600 m, Südseite, weit feuchter, wenn auch wärmer, 4900 m), andererseits gegen die Pole hin, wie die folgende Zusammenstellung zeigt:

Tienschan 3700, Kaukasus 3800—2700, Pyrenäen 2800, Alpen 3200—2400, Norwegen im Süden 1900—1300, im Norden 1300—800, Spitzbergen 500—300, Süd-Georgien (54½° südl. Br.) 550 m.

Die beste Übersicht über das Verhalten der Schneegrenze in verschiedenen Breiten geben die Schneegrenzenhöhen in den Kordilleren Amerikas (abgekürzt nach *Paschinger*):

		Küste	Inneres
Nördl. Br.	60°	800 m	1500 m
	50	2000	2800
	40	3500	3700
	20	4700	
	0	4600	
Südl. Br.	17—27	6100	5250—4600
	30	5200	
	41	1400	1700
	46	1200	
	54	1000	
	55	500	

Im Nordpolargebiet bleibt überall die Schneegrenze einige hundert Meter über dem Meeresniveau; infolge der Sommertemperatur über 0° besteht überall ein im Sommer schneefreier Küstenstreifen, der eine verhältnismäßig kräftige Pflanzen- und Tierwelt ernährt. Eine Ausnahme scheint ein Teil der Nordostküste von Grönland unter 81° Br. zu bilden. In der Antarktis dagegen (auch auf der Heard-Insel unter 53° südl. Br.), wo die Temperatur im Sommer unter 0° bleibt, hat auch die Küste Firnklima, so daß die Schneegrenze theoretisch unter dem Meeresniveau liegt. Daß trotzdem schneefreie Stellen vorkommen, ist in der geringen Menge der Niederschläge begründet (s. S. 192).

Stellen wir die Gebirge und Hochländer zusammen, die in der Jetztzeit Firn tragen:

Nordpolargebiet: Grönland, Teile des Arktischen Archipels Amerikas, Spitzbergen, Jan-Mayen, Island, Franz-Josefs-Land, Novaja-Semlja.

Alte Welt: Skandinavien, Alpen, Pyrenäen, Picos de Europa (Asturien), Sierra Nevada (kleine Schneeflecken); Kaukasus, Erdschias-Dag (Argaeus, Kleinasien), Ararat und einige andere Vulkane Armeniens, Hindukusch, Pamir, Himalaja, Karakorum, Kwenlun, vereinzelte Gipfel von Tibet, Nanschan, Tienschan, Altaï, Sajan, vereinzelte Stellen in Nord-Sibirien, Kamtschatka. — Kilimandjaro, Kenia, Ruwenzori. — Neuguinea, Neuseeland (Südinsel).

Amerika: Kordilleren in Alaska, Britisch-Kolumbia; nördliche Rocky Mts. in der Union; einige erloschene Vulkane des Kaskadengebirges; Sierra Nevada; in Mexiko die Vulkane Popocatepetl, Iztaccihuatl, Pik von Orizaba; zahlreiche Vulkane und andere Einzelgipfel der Südamerikanischen Anden, außerdem Sierra de Merida, de Sa. Marta, Huaskaran (Nord-Peru), Ostkette in Bolivia; Patagonische Anden.

Antarktis: Kontinent, Süd-Georgien, Kerguelen und andere Inseln.

Im ganzen schätzt man die heute von Firn und Gletscher bedeckte Oberfläche (nach *Hess*) auf rund 15,2 Millionen qkm, das sind 10 Prozent der Landoberfläche, wovon allein 13 Millionen qkm auf das antarktische Festland, 1,9 auf Grönland, 191 000 qkm auf die anderen Polarländer entfallen, so daß nur höchstens 70 000 qkm (nicht so viel wie Bayern) auf die Gebirge der gemäßigten und heißen Zone kommen — also eine verschwindend kleine Fläche.

Die Formen und Erscheinungen des Firns und des Gletschers werden in der Festlandskunde besprochen werden; hier handelte es sich nur um ihre klimatische Bedingtheit und Verbreitung. Es sei nur hinzugefügt, daß eine untere Grenze der Gletscher nicht angegeben werden kann. Immer reichen die Gletscher mehr oder weniger weit unter die Schneegrenze hinab; ihre „Zungen", oder bei Inlandeismassen ihre Ränder, sind ja die Teile eines Firnsystems, die der Abschmelzung unterliegen und dadurch das Gleichgewicht zwischen Ernährung und Abfuhr im Firn aufrechterhalten. Sie müssen also außerhalb der Firnregion liegen, kein Firnklima haben. Wie weit aber ein Gletscher unter die Schneegrenze hinabreicht, hängt außer vom Klima ganz von den örtlichen Bedingungen: Größe des Ernährungsgebietes, Steilheit des Gefälles u. a. m. ab, so daß sich

darin benachbarte Gletscher ganz verschieden verhalten können. Nur im allgemeinen kann man sagen, daß die Gletscherenden um so tiefer liegen, je tiefer die Schneegrenze. In den Alpen enden die meisten Talgletscher meist schon bei etwa 2000 m ü. M., der untere Grindelwaldgletscher dagegen reicht bis 1100 m in die Region der Kirschbäume, am tiefsten von allen Alpengletschern, lediglich infolge besonderer orographischer Begünstigung. Bis ans Meer oder ins Meer hinein reichen außer dem Inlandeis der Antarktis zahlreiche Gletscher Grönlands und anderer polarer Länder; in Norwegen gehen einzelne Gletscher bis dicht ans Meer (Suphella am Jostedalsbrä bis 42 m ü. M.); an den sehr feuchten Westküsten reichen Gletscher ans Meer in Alaska bis 58^0 Br., in Patagonien bis $46^1/_2{}^0$ Br. (bei $+8^1/_2{}^0$ Jahrestemperatur), in Neuseeland in $43^1/_2{}^0$ Br. bis 114 m ü. M. Das sind Gebirge, die infolge ihrer großen Niederschläge, die sie den Westwinden entziehen, eine außergewöhnlich niedrige Schneegrenze und daher auch eine zu ihrer Höhe und Breitenlage sehr mächtige Vergletscherung haben.

6. Besondere atmosphärische Erscheinungen von klimatischer Bedeutung.

a) Unperiodische Verschiebungen des Luftdruckes.

Außer den regelmäßigen, für Ort und Jahreszeit normalen Zuständen und Erscheinungen der Atmosphäre treten unregelmäßige Vorkommnisse auf, welche die mehr oder weniger wechselnde Witterung eines Ortes ausmachen, die oft erheblich von dem normalen Verhalten abweicht. Selten in den Tropen, wo meist die atmosphärischen Erscheinungen mit großer Regelmäßigkeit ablaufen, erreichen diese Unregelmäßigkeiten ihr größtes Ausmaß in der sog. gemäßigten Zone und werden hier zu einem wichtigen Charakterzug des Klimas. Sie sind in der Hauptsache bedingt durch unperiodische Verschiebungen des Luftdrucks, wodurch dieser hier, wie schon oben (S. 140) hervorgehoben, oft eine Verteilung zeigt, die sich weit von dem mittleren Zustand entfernt, wie er auf den Isobarenkarten der Monate dargestellt ist. Es handelt sich dabei um sich verschiebende Maxima und Minima, von denen die letzteren, die sog. wandernden Minima, die häufigeren und beweglicheren sind.

Insbesondere wird die Witterung Europas (außerhalb der Mittelmeerregion) dadurch außerordentlich schwankend. Im Winter be-

findet sich, wie wir sahen, normal ein großes Maximum über Asien, das durch eine Zunge über Südrußland, die Alpen und Spanien mit dem Maximum der Roßbreiten über dem Atlantischen Ozean verbunden ist, während der Nordwesten Europas im Bereich des nordatlantischen Minimums liegt. Breitet sich aber dieses letztere nach Südosten aus, hebt die Verbindung der beiden Maxima auf und drängt diese zurück, so haben wir durch Ausdehnung und Verstärkung der Südwestwinde außergewöhnlich milde Winterwitterung. Umgekehrt aber breitet sich zuweilen auch hoher Luftdruck über Nord- und Mitteleuropa aus, und zwar entweder durch Ausdehnung des asiatischen Maximums, oder, indem sich von diesem ein gesondertes Maximum loslöst und langsam Nordeuropa oder Mitteleuropa überzieht und sich dort wochenlang hält. Dann entwickelt sich im Innern dieser Antizyklone infolge sinkender Luftbewegung bei klarem Himmel und Trockenheit große Kälte, die auch im S und SW derselben durch nördliche und nordöstliche Winde sich geltend macht; die Folge ist eine lange scharfe Frostperiode. Wenn sich dagegen vom Roßbreiten-Maximum her außergewöhnlich hoher Druck weit nordwärts über den Ozean bis nach Großbritannien erstreckt, so haben wir in Mitteleuropa dauernd von dort her milde ozeanische Luftströmung.

Im Sommer stellt sich auch zuweilen ein langdauerndes Maximum über Mitteleuropa ein, wie es scheint, als außergewöhnlich starke Ausbuchtung des Roßbreiten-Maximums nach NO; es hat Hitze und Dürre im Gefolge, geradezu eine Ausdehnung des mittelmeerischen Sommerwetters über Mitteleuropa, gelegentlich von örtlichen Gewittern unterbrochen.

Viel zahlreicher und schneller beweglich sind die wandernden Minima der außertropischen Breiten. Es sind meist rundlich begrenzte Räume geringeren Luftdrucks, die sich mit großer Geschwindigkeit über die Erdoberfläche hinbewegen. Um eine solche Zyklone entwickelt sich nach dem barischen Windgesetz (S. 152) an der Erdoberfläche ein System in Spiralen hineinwehender Winde (auf der nördlichen Halbkugel): im Osten des Zentrums Südost-, im Süden Südwest-, im Westen Nordwest-, im Norden Nordostwind. Das Zentrum des Luftwirbels schreitet immer in einer Richtung mit östlicher Komponente (zwischen NNO und SSO) fort, und zwar bestimmten Strichen, sog. Zugstraßen, folgend. Die Geschwindigkeit des Fortschreitens ist verschieden, in unseren Breiten am stärksten in den Übergangsjahreszeiten, am geringsten im

Sommer; zuweilen bleibt das Minimum eine Zeitlang stehen, zuweilen eilt es mit Sturmesgeschwindigkeit vorwärts. Gebirge können überschritten werden. Der Jahresdurchschnitt des Fortschreitens ist in den Vereinigten Staaten 46 km die Stunde, in Westeuropa nur 27. Viele wandernde Minima sind sehr langlebig, indem sie von Amerika her bis über Europa hinziehen, andere gleichen sich schneller aus. Am häufigsten sind sie im Winter, am spärlichsten im Sommer. (In Rußland durchschnittlich im Winter 23,5, im Sommer 12,0, im Jahr 75,4.) Die Geschwindigkeit der Windbewegung hängt natürlich vom barischen Gradienten ab, d. h. von der dichteren oder lockeren Anordnung der Isobaren um das Zentrum. Manche Zyklonen kleineren Durchmessers, aber tiefen Drucks im Zentrum, rufen starke Stürme hervor, um andere mit geringeren Druckunterschieden ist die Luftbewegung schwach.

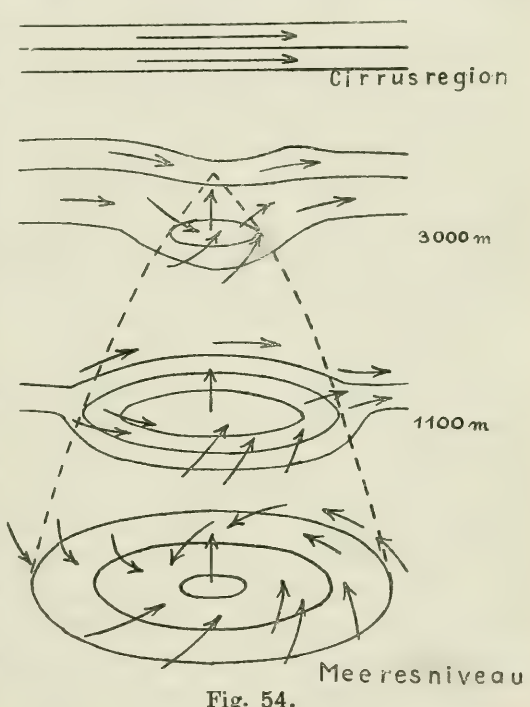


Fig. 54.

Die wandernden Minima und Maxima sind Gebilde der unteren Luftschichten. Die ersteren enden (in Nord-Amerika) durchschnittlich in 3000 m Höhe; sie sind nach oben keilförmig zugespitzt; im Innern steigt die Luft auf, oben fließt sie aus der Zyklone hinaus, aber, im Unterschied zu den stehenden Minima, nur nach der Vorderseite. (Fig. 54, ein nordamerikanischer Zyklon in vier Niveaus nach *Bigelow*, in „Monthly Weather Review, XXXI, Washington 1903.)

Der Hauptschauplatz der wandernden Minima sind die beiden gemäßigten Zonen, insbesondere die nördliche in dem Gürtel der vorherrschenden Westwinde, und zwar bewegen sie sich meist ent-

lang den Grenzen zwischen Tief- und Hochdruckgebieten, letztere meidend. In den Subtropen sind sie seltener, in der Regel auf die Regenzeit beschränkt. (Im Mittelmeergebiet fehlen sie dem Sommer fast ganz.) Die für uns wichtigsten Zugstraßen führen von Nord-Amerika über den Atlantischen Ozean nach Europa. In Nord-Amerika gehen die meisten Minima vom Pazifik über die Kanadischen Seen nach Neufundland, andere von Texas zu den Seen und auch nach Neufundland. Von hier ziehen einige gegen die Azoren, die meisten gegen Grönland und Island, andere gegen Großbritannien. Vom Atlantischen Ozean gegen Europa bewegen sich die Minima auf folgenden Zugstraßen: 1. Nördlich von Großbritannien vorbei nach Nord-Norwegen und auf verschiedenen Wegen durch Lappland ostwärts oder südöstlich nach Nordrußland. Diese Straße ist die am häufigsten benutzte, besonders im Herbst und Winter. 2. Von den Färöern ostwärts über Christiania, Stockholm durch Finnland. 3. Von den Färöern nach SO durch Dänemark, Süd-Schweden, Ostpreußen, Mittelrußland. 4. Durch Süd-England, Dänemark, Süd-Schweden, Finnland, Weißes Meer, im Sommer und Herbst häufig. 5. Durch Bretagne, Oberitalien; dann Verzweigung durch Ungarn nach den Ostsee-Provinzen oder nach Rumänien oder die Adria entlang. Über dem Mittelmeer entwickeln sich besondere Zugstraßen, die hier nicht näher vorgeführt werden sollen. Bei weitem die meisten Minima ziehen also nördlich von Mitteleuropa vorbei.

Um jedes Minimum entwickeln sich besondere Witterungszustände. Liegt ein Ort der nördlichen Halbkugel in der Bahn des Zentrums eines Minimums, so hat er vor dem Minimum Südostwinde, dann Südwinde, beim Vorübergang des Zentrums Windstille, dann folgt Nordwestwind. Liegt er auf der südlichen (rechten) Seite der Bahn, so folgen aufeinander Süd-, Südwest-, Westwinde, zuweilen noch Nordwestwinde. Diese Drehung des Windes ist die in Deutschland häufigste, weil wir meist südlich der Bahn liegen. Auf der linken Seite der Bahn folgen dagegen Südost-, Ost-, Nordost-, Nord-, Nordwestwind aufeinander. Aus der Beobachtung des Windes kann man daher entnehmen, auf welcher Seite das Minimum vorbeizieht.

Diese wandernden Minima sind die Hauptursache wechselnder Witterung und reichlicher Niederschläge in allen den Gebieten, wo sie häufig auftreten. Denn auf ihrer Vorderseite, im Zentrum und auf ihrer rechten Seite (immer die Nordhalbkugel in Betracht gezogen) bilden sie Wolken und Niederschläge, mit milder Temperatur im

Winter, da hier die Luft von wärmeren und feuchteren Gegenden herweht und außerdem mit Annäherung an das Zentrum eine immer stärker aufsteigende Komponente erhält. Links und hinter dem Zentrum tritt dagegen Aufklärung und Abkühlung ein, weil dort polare Winde wehen. Das Herannahen der Zyklone wird durch Zirruswolken verkündet, welche der oberen, aus der Zyklone herauswehenden Luftströmung angehören.

Die wandernden Minima und auch die sich verschiebenden Maxima sind erst durch die täglichen telegraphischen Wetterberichte und synoptischen Wetterkarten erkannt worden. Die Wetterprognose beruht im wesentlichen darauf, aus diesen Berichten und Karten rechtzeitig das Auftreten und die mutmaßliche Fortbewegung dieser Erscheinungen auf Grund der Erfahrung zu erschließen. Die Minima zeigen dabei manche Besonderheiten: Ausstülpung der Isobaren, Teilminima usw., die besonderen Wettertypen entsprechen. Der Charakter der einzelnen Jahrgänge in Europa hängt wesentlich von der größeren oder geringeren Häufigkeit der wandernden Minima ab, die wieder mit der verschiedenen Stärke und Ausdehnung des nordatlantischen Minimums zusammenhängt. *Meinardus* hat die Beziehungen nachgewiesen, die zwischen der verschiedenen Temperatur des Nordmeeres und diesen Luftdruckerscheinungen sowie der Temperatur Europas bestehen. Je größer die Luftdruckdifferenzen zwischen Dänemark und Island im September bis Januar sind, um so höher ist die Temperatur des Golfstroms an der norwegischen Küste im gleichen Zeitraum, um so höher die Temperatur in Mitteleuropa im folgenden Zeitraum (Februar bis April), dagegen um so niedrigere Temperatur hat das östliche Nord-Amerika, durch Verstärkung der polaren Winde und der Eisdrift. Es scheint aber noch ungeklärt, ob die Verschiedenheit der Golfstrom-Temperatur die Ursache oder die Wirkung der verschiedenen Luftdruckverhältnisse ist.

Die wandernden Minima entstehen nicht durch örtliche Erwärmung, sondern dynamisch. Sie bilden sich als Wirbel in der Höhe an der Grenze verschieden gerichteter und verschieden temperierter Luftströmungen. Wenn der Oberwind schneller ist als der Unterwind, saugt er die Luft von unten herauf und verursacht einen Wirbel, der sich nach unten bis zur Erdoberfläche fortsetzt und dort als Minimum in die Erscheinung tritt. Der ganze Wirbel wird vom Oberwind mitgezogen, daher wandert er in der Westwindzone nach Osten. In Amerika entstehen die Minima um 2500 m Höhe

durch das Zusammentreffen kalter polarer und warmer südlicher Luftströmungen, über dem Atlantischen Ozean in der Grenzregion der nordatlantischen Zyklone. Die sich verschiebenden Maxima sind dagegen die Folge von Stauungen in der atmosphärischen Zirkulation, wodurch eine Ansammlung von Luft hervorgebracht wird. (S. *Hann*, Meteorologie S. 615ff.)

b) Fallwinde im Gefolge wandernder Minima.

In den Tälern der Nordseite der Alpen zwischen Genf und Salzburg weht oft, an 30—45 Tagen im Jahr, ein heftiger, oft sturmartiger Wind von den Alpenkämmen herab und bis weit ins Vorland hinaus, der durch seine Wärme und Trockenheit sehr auffällt. Das ist der Föhn. Am häufigsten ist er im Herbst und Winter. In der kalten Jahreszeit bringt er bisweilen sommerliche Temperaturen (bis über 20°), und die relative Feuchtigkeit sinkt dann bis auf 10 Prozent, also auf eine Trockenheit, wie sie sonst nur in der Wüste zuweilen vorkommt. Die fernen Berge erscheinen bei Föhn unnatürlich nahe; aber auf den Kämmen lagert sich bald eine von Süden herüberwallende Wolkenbank. Läßt der Föhn nach, so tritt Regenwetter ein. — Früher leitete man diesen Glutwind aus der Sahara ab; das ist aber längst widerlegt. Denn es gibt auch auf der Südseite der Alpen, wenn auch seltener, einen Föhn, der vom Norden herunterkommt, und in vielen anderen Gebirgen beobachtet man ähnliche warme und trockene Fallwinde, wo keine Wüste als Ursprungsgebiet in Betracht kommen kann, z. B. an der Küste von Grönland aus dem eisbedeckten Inneren heraus! Der Föhn ist also eine allgemein verbreitete Erscheinung. Wenn vor einem Gebirge ein kräftiges Minimum vorüberzieht, wird die Luft aus den, dem Minimum zugewandten Tälern herausgesogen und muß ersetzt werden durch Luft, die von der anderen Seite über den Gebirgskamm herüberweht und in die Täler hinabstürzt. Beim Herabfallen erwärmt sich die Luft dynamisch, und zwar um 1° auf 100 m Höhendifferenz; da die normale Abnahme der Temperatur mit der Höhe am Gebirge $^1/_2{}^0$ auf 100 m beträgt, erhält die Luft unten einen Wärmeüberschuß von $^1/_2{}^0$ auf 100 m. Zum Beispiel wenn die Fallhöhe 1000 m beträgt, ist die Luft oben um 5° kälter als unten, erwärmt sich beim Fallen um 10°, kommt also unten um 5° wärmer an als normal. Durch diese Erwärmung wird die relative Feuchtigkeit entsprechend vermindert. Auf der anderen Seite des Gebirges aber weht die Luft gleichzeitig gegen

das Gebirge hin, steigt an ihm auf und gibt daher starke Regen ab; daher auch die Föhnwolken auf dem Kamm, die sich beim Hinabsinken sofort auflösen. So entspricht immer dem trockenen Föhn auf der einen Seite gleichzeitig schweres Regenwetter auf der anderen Seite. Auf der Nordseite der Alpen wird Süd-Föhn verursacht durch ein im NW der Alpen vorüberziehendes Minimum, auf der Südseite der Nord-Föhn durch ein Minimum über dem Mittelmeer. Ist das Minimum vorüber, so weht auf der bisherigen Föhnseite die Luft gegen das Gebirge und bringt nun hier Regen.

Wo der Föhn häufiger auftritt, ist er ein nicht zu unterschätzender klimatischer Faktor, besonders im Frühling, da er die Schneemassen zu schnellem Abschmelzen, die Vegetation zu beschleunigter Entwicklung bringt, freilich auch durch Lawinen und Feuersbrünste die menschlichen Siedelungen gefährdet.

Es gibt auch kalte Fallwinde, wie die berüchtigte Bora an der Ostküste der Adria, die oft mit ungeheuerer Gewalt von der Höhe des Karstgebirges auf die Küste herabstürzt, und der Mistral, der Nordwind, der in dem ganzen Küstenland von Genua bis Barcelona eine große Rolle spielt. Es sind Winde der kühlen Jahreszeit, hervorgerufen durch einen starken Temperatur- und Luftdruckunterschied zwischen dem kalten Binnenland und dem lauen Meer. Das Ursprungsgebiet ist hier so viel kälter als die Küste, daß die dynamische Erwärmung durch den Fall den Unterschied nicht auszugleichen vermag und daher die Luft immer noch verhältnismäßig kalt auf die Küste trifft.

In manchen Gebieten kommen auch heiße und trockene Fallwinde aus der freien Atmosphäre vor, deren Ursachen noch nicht ganz klargestellt sind, so der Schirokko im südlichen Mittelmeergebiet, der Chamsin oder Samum in Syrien und Ägypten. Sie können zuweilen durch Austrocknung großen Schaden an der Pflanzenwelt anrichten.

Alle trockenen und heißen Fallwinde werden vom Menschen unangenehm empfunden, der durch unbehagliche Empfindungen auf den ungewohnten atmosphärischen Zustand reagiert.

c) Wirbelstürme (Zyklone) der Tropen.

Wandernde Minima nach Art derjenigen der gemäßigten Zone können in den Tropen infolge der gleichmäßigen Druckverteilung und der geringen Ablenkung durch die Erdrotation (S. 85) nicht entstehen

In der Nähe des Äquators, wo die Ablenkung Null ist, sind sie ganz ausgeschlossen, da dort örtliche Druckdifferenzen durch gradliniges Einströmen der Luft alsbald ausgeglichen werden. In der äußeren Tropenzone fehlen sie nicht ganz; jedoch unterscheiden sich diese tropischen Zyklonen von den wandernden Minimis höherer Breiten sehr wesentlich durch folgende Eigenschaften: 1. Es sind seltene, auf bestimmte Gebiete beschränkte Erscheinungen. 2. Sie haben einen viel geringeren Durchmesser, aber einen sehr starken Gradienten, daher eine ungeheuere Windgeschwindigkeit. Es sind die heftigsten Orkane der Erde, Katastrophen für die betroffenen Gegenden und für die Schiffahrt in gewissen Meeren, daher von geographischer Wichtigkeit. 3. Sie schreiten langsamer fort, und zwar in den Tropen von O nach W (also entgegengesetzt den außertropischen Minimis) mit einer polwärts gerichteten Komponente, überschreiten infolgedessen den Wendekreis und biegen dann scharf nach NO auf der nördlichen, SO auf der südlichen Halbkugel um und ziehen in diesen Richtungen weit in die gemäßigten Zonen hinein. Die Geschwindigkeit ihrer Fortbewegung ist in den Tropen 12–20 km in der Stunde, außerhalb der Wendekreise steigt sie bis 90 km! 4. Sie vermögen selbst bescheidene Bergzüge nicht zu überschreiten, vermeiden überhaupt größere Landmassen, betreffen daher von solchen meist nur die Küsten.

Um das Zentrum des Wirbels, in dem der Luftdruck zuweilen bis 685 mm sinkt, entwickelt sich eine spiralige, einströmende Luftbewegung, links gedreht auf der nördlichen (Fig. 55a), rechts gedreht auf der südlichen Halbkugel (Fig. 55b). Darnach kann der Seemann, wenn er in den Rand eines solchen Wirbels gerät, aus der Windrichtung auf die Lage des Zentrums und damit, da die Richtung des Fortschreitens bekannt ist, auf die Bahn des Wirbels schließen und versuchen, durch Kursänderung demselben zu entgehen. Je näher dem Zentrum, desto gewaltiger wird der Sturm, der sich bis 50 Sekundenmeter steigern kann. Auf dem Lande richtet er furchtbare Verwüstungen an; feste Gebäude werden zerstört, Bäume entwurzelt und entlaubt; auf flachen Koralleninseln wird zuweilen durch Sturmfluten die ganze Bevölkerung ertränkt. Die stark aufsteigende Luftbewegung im Zentrum verursacht dabei starke Regengüsse. Auf der See kommt zur Gewalt des Windes die heftigste „Kreuzsee" infolge Interferenz der von den verschiedenen Seiten heranstürmenden Wellen. Ist das Schiff in die Mitte des Sturmfeldes

gekommen, so findet es hier auf kurze Zeit Windstille und Aufklärung („Auge des Sturmes"), dann setzt der Sturm von der entgegengesetzten Seite ein. Segelschiffe, die in einen solchen Wirbel geraten, sind fast stets verloren, und auch Dampfer, wenn es ihnen nicht gelingt rechtzeitig zu entfliehen, aufs stärkste gefährdet.

Die Gebiete, in denen solche tropische Zyklonen auftreten, sind folgende:

1. Westindien („Westindia Hurricanes"); sie kommen von Osten her über die Antillen, ziehen dann an der Ostküste der Vereinigten Staaten nach NO in den Nordatlantischen Ozean hinein. Ausläufer sind gelegentlich bis Südeuropa vorgedrungen.

2. Golf von Bengalen und Arabisches Meer.

3. Ostasien („Taifune"): Philippinen, China-See, Japan

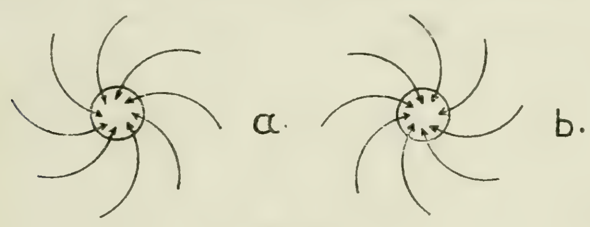


Fig. 55.

4. Südwestlicher Indischer Ozean („Mauritius-Orkane").

5. Südlicher Großer Ozean zwischen den Paumotu-Inseln und Australien.

Die tropischen Zyklone sind noch mehr auf die tieferen Schichten der Atmosphäre beschränkt als die außertropischen. Ihr Ursprung ist in der Kalmenzone, wenn diese sich am weitesten vom Äquator entfernt, bis ungefähr 10⁰ Br., so daß die Ablenkung der Windrichtung wirksam wird, also im Sommer der betreffenden Halbkugel. Ihre Fortbewegung geschieht ebenfalls mit dem Oberstrom (Antipassat), daher auch die Richtung nach W, dann Abkurvung nach NO bzw. SO (S. 165). In jedem Jahr entwickeln sich in jedem der genannten Gebiete nur wenige derartige Wirbel, am häufigsten sind die Taifune Ostasiens (durchschnittlich 19 im Jahr). Da ihre Zugstraßen immer etwas verschieden, ihr Durchmesser klein ist, wird jede einzelne Gegend nur mit Zwischenräumen langer Jahre einmal betroffen.

d) Gewitter.

Während das seltene St. Elms-Feuer, eine Lichterscheinung an den Spitzen fester Gegenstände, durch ruhig ausströmende Elektrizität bei niedriger Lage der Wolken hervorgebracht wird, nennen wir Gewitter die heftige, durch Blitz und Donner ausgezeichnete elektrische Entladung in der Atmosphäre, eine häufige Begleiterscheinung der Kondensation, d. h. der Wolkenbildung. Ohne Wolke kein Gewitter. Der „Blitz aus heiterem Himmel" ist eine Fabel. Gewitterwolken sind Cumulus und Cumulo-Nimbus. Meist ist das Gewitter mit starkem Niederschlag verbunden, aber keineswegs immer. Unter welchen Bedingungen die Kondensation von Gewitter begleitet wird, wissen wir noch nicht. Der Donner ist bekanntlich nur eine Folge des Blitzes, des Durchschlagens des elektrischen Funkens durch die Luft. Die meisten Blitze gehen von Wolke zu Wolke, nur ein kleiner Teil zur Erde. Näher auf die Formen des Blitzes einzugehen ist hier nicht der Ort. Die Großartigkeit der Erscheinung, die nicht seltenen Schäden und Todesfälle durch Blitzschlag machen die Gewitter zu einem der eindrucksvollsten meteorologischen Vorgänge; ihre geographische Bedeutung ist aber nur untergeordnet, da es wenig besondere Folgen (Erzeugung von Ozon und von Salpetersäure in der Luft) hat, ob ein Regen von elektrischen Erscheinungen begleitet ist oder nicht.

Die Häufigkeit der Gewitter ist am größten in den äquatorialen Kalmen, wo in der Regenzeit kaum ein Tag ohne Gewitter ist, die sich durch besondere Heftigkeit auszeichnen; dabei sind aber die Blitzschäden auffallend gering. Es scheint, daß die Blitze in den Tropen noch seltener den Boden erreichen als bei uns. In den Trockengebieten sind die Gewitter selten. Im Monsun- und Winterregen-Gebiet sind sie fast ganz auf die Regenzeit beschränkt. Ein zweites Maximum der Häufigkeit bildet die gemäßigte Zone, und zwar überwiegend in der warmen Jahreszeit; gegen die Pole hin nehmen sie wieder ab, fehlen aber auch den Polargebieten nicht ganz. Auf den Meeren sind sie seltener als auf dem Lande, in und an Gebirgen häufiger als in der Ebene. So werden in Preußen jährlich durch Blitz getötet durchschnittlich 4,4 Menschen auf 1 Million, in Steiermark und Kärnten 10,6.

Nur Gebirgsgewitter bleiben lange am selben Orte hängen, sonst schreiten sie mit der oberen Luftströmung fort, also bei uns von W nach O. „Isobronten"-Karten verzeichnen das Fortschreiten eines Gewitters.

Man kann zwei Typen von Gewittern unterscheiden. Die Wärmegewitter, die häufigsten, sind örtliche Erscheinungen, wenn auch vielfach in größerer Zahl gleichzeitig auftretend. Sie entstehen bei warmer Witterung im Sommer in der Regel in den Nachmittagsstunden, indem die überhitzte Luft der unteren Schicht plötzlich die darüberliegenden kälteren Schichten durchbricht und in die Höhe strudelt. Dadurch wird eine lokale Zyklone erzeugt; das Aufsteigen der Luft bewirkt heftigen Regen oder Hagel und kann sich durch längere Zeit fortsetzen; dabei wandert das Gewitter vielfach auf bestimmten Strichen in der Landschaft fort oder bleibt an Gebirgen hängen. Ein Witterungsumschlag ist mit dem Wärmegewitter nicht verbunden.

Das Wirbel- oder Frontgewitter entsteht dagegen zu beliebigen Jahreszeiten in der Umgrenzung eines großen, wandernden Minimums, in Mitteleuropa z. B. am Südostrande eines solchen, und zwar in einer Rinne tiefen Luftdrucks, die sich vom Hauptminimum nach Süden abzweigt. Mit dieser Rinne schreitet das Gewitter in breiter Front nach Osten, oft die ganze Breite Mitteleuropas einnehmend, vor sich warme südliche, hinter sich kalte nördliche Winde, die als Orkan (sog. Gewitterböe) aufeinanderprallen, begleitet von heftigen Niederschlägen. Ein solches Gewitter geht schnell vorüber, bedingt aber einen empfindlichen Wettersturz.

e) Tromben. Tornados.

Luftwirbel kleinsten Durchmessers beobachten wir häufig an heißen Tagen dicht über dem Boden. Wenn sie über staubige Brachfelder oder Straßen hinziehen, erfüllt sich die mit großer Geschwindigkeit spiralig in die Höhe wirbelnde Luftsäule mit Staub und wird dadurch sichtbar. Größer und gefährlicher ist die sog. Trombe, ein schmaler, schlauchförmiger Wirbel, der sich von einer Wolke auf den Boden herabsenkt und infolge des heftigen Aufsteigens der Luft im Inneren des Schlauches nicht nur Staub und feste Gegenstände hinaufreißt, sondern auch Gebäude abdeckt (Windhose). Über einer Wasserfläche wird eine solche Trombe zur „Wasserhose", indem sie sich mit Wasserstaub erfüllt. Der Durchmesser der Trombe mißt nur einige Zehner, höchstens einige Hunderte von Metern; sie hinterläßt daher nur einen schmalen Zerstörungsstreifen. Die stärksten derartigen Wirbelstürme von kleinem Durchmesser sind die Tornados der Vereinigten Staaten, die hauptsächlich das

Mississippi-Flachland durchziehen, und zwar an der Grenze kalter nördlicher, warmer südlicher Winde. Trotz ihrer Schmalheit und der Kürze ihrer Wirkung an jedem Ort, da sie sich sehr schnell fortbewegen, sind ihre Zerstörungen oft ganz gewaltige, und zwar dadurch, daß sie unwiderstehlich selbst schwere Gegenstände in die Höhe reißen. Auch in Europa kommen, wenn auch selten, solche zerstörende Wirbel vor.

7. Einteilung der Klimate und ihre geographische Verbreitung.

Wir haben die einzelnen klimatischen Faktoren und ihre Verbreitung auf der Erdoberfläche kennengelernt. Das gibt aber noch nicht ein Bild der Klimate selbst und ihrer Verbreitung, denn das Klima eines jeden Ortes wird bestimmt durch die mannigfaltige Durchkreuzung der verschiedenen klimatischen Faktoren. Von diesen letzteren sind für den Charakter eines Klimas am wichtigsten Temperatur und Niederschläge, die Winde nur insofern, als sie Temperatur und Niederschläge wesentlich beeinflussen. Von den verschiedenen Werten, durch welche die Wärmeverhältnisse zum Ausdruck gebracht werden, sind für die Einteilung und Abgrenzung der Klimate am geeignetsten: die Mitteltemperaturen des wärmsten und kältesten Monats sowie die durch diese bedingte mittlere Jahresschwankung, während das Jahresmittel fast ohne jede Bedeutung ist. Daneben sind auch die tägliche Wärmeschwankung, die Veränderlichkeit, die Extreme, ferner die Dauer der einzelnen Wärmestufen für den Klimacharakter von sekundärer Wichtigkeit. Hinsichtlich der Niederschläge sind vor allem Jahresmenge und jahreszeitliche Verteilung, beides aber im Verhältnis zur Temperatur, wodurch allein die mehr oder weniger feuchte oder trockene Beschaffenheit eines Gebietes und damit seine Bodenformen und sein Pflanzenwuchs bedingt werden, in Betracht zu ziehen, daneben auch die Intensität und die Art des Niederschlags (Regen, Schnee, Tau).

Man muß, um zu einer Übersicht der Klimate zu gelangen, zweierlei Einteilung vornehmen: eine in Klimatypen, die andere in Klimaprovinzen. Die erstere vereint in einem Typus alle ähnlichen Klimate, die an verschiedenen Stellen der Erdoberfläche auftreten; die letztere trennt die einzelnen, räumlich benachbarten Klimagebiete voneinander und verfolgt sie in ihrer geographischen Anordnung.

Bei der Darstellung der Klimatypen und Klimaprovinzen beziehen wir uns auf die tatsächlichen Temperaturen, nicht auf die durch Reduktion auf den Meeresspiegel gewonnenen, die auf den Isothermenkarten dargestellt sind. Selbstverständlich kommt dies nur bei ausgedehnten Hochländern und Gebirgen zur Geltung, während vereinzelte Hochstationen unberücksichtigt bleiben müssen.

a) Die Klimatypen.

Bei der unendlichen Mannigfaltigkeit der örtlichen Klimate — jeder Ort hat schließlich sein besonderes Klima, das sich von dem des Nachbarortes irgendwie unterscheidet — ist es selbstverständlich, daß man nur eine mäßige Zahl von Klimatypen, die nur die Haupteigenschaften in sich schließen, unterscheiden darf, wenn man den Zweck der Einteilung, eine Übersicht zu gewinnen, erreichen will. Ebenso selbstverständlich ist es, daß die Typen nicht scharf geschieden, sondern durch Übergänge verbunden sind, in denen der eine oder andere klimatische Faktor vom normalen Typus abweicht. Die Einteilung in Typen kann, nach dem Gesagten, weder nach der Temperatur, noch nach den Niederschlägen, noch weniger nach einem bestimmten Wert eines der beiden Faktoren (z. B. des wärmsten Monats, des kältesten Monats u. dgl.) allein durchgeführt werden, sondern nur unter Berücksichtigung beider Faktoren mit wechselnder Benutzung des einen oder anderen Wertes, wie er jeweils als Grenzwert am geeignetsten erscheint. Auch der allgemeine Charakter der Vegetation (die herrschende Pflanzenformation: Wald Savanne, Steppe, Wüste usw.) kann und muß mit verwendet werden, da er ein guter Ausdruck der Gesamtheit der Klimawirkungen ist. Jedoch ist es verfehlt, die Einteilung nur auf die Pflanzenwelt zu gründen, noch mehr, wie *Köppen* es in seinem Versuch von 1900 getan hat, einzelne Pflanzengattungen, die zudem oft wenig bekannt sind, zur Abgrenzung und Benennung zu verwenden [1]). Dieser Versuch ist denn auch ohne Nachfolge geblieben. Auch die Einteilung *Pencks* in humides, arides, nivales (semiarides usw.) Klima ist zu einseitig auf Niederschlag und Abfluß begründet und verfolgt zu ausschließlich morphologische Zwecke, um als allgemeine Klimaeinteilung angenommen zu werden.

---

[1]) Was kann man sich unter einem Camellien-Klima, einem Hickory-Klima und dergleichen vorstellen?

Dagegen entsprechen den oben ausgeführten Grundsätzen: Berücksichtigung von Temperatur und Feuchtigkeit mit Zuhilfenahme des allgemeinen Vegetationscharakters, die Einteilungen von *de Martonne* (1909), *Hettner* (1911) und *Köppen* (1918), welche letztere mir die beste Zusammenfassung, zugleich mit Karte, zu sein scheint. Immerhin dürfte auch die *Köppen*sche Einteilung hier und da einer Vereinfachung, auch einer anderen Grenzziehung mit Vorteil unterzogen werden, insbesondere ist eine übersichtlichere Benennung erwünscht[1]). Ich komme daher zu der folgenden Einteilung in Klimatypen, die mir für didaktische Zwecke am geeignetsten zu sein scheint.

Zunächst aber sind einige örtliche Beeinflussungen des Klimas vorwegzunehmen, die sich in allen Klimagürteln wiederfinden und besondere Klimavarianten schaffen.

A. Der Gegensatz von See- und Kontinentalklima, durch Zwischenstufen überbrückt. Ersteres ist der Oberfläche des offenen Ozeans und denjenigen Küstenmeeren und Küstenländern eigen, die unter der Herrschaft des Seewindes stehen: im Passatgebiet die Ostküsten, in höheren Breiten die Westküsten der Landmassen, dazu, im Sommer, die Monsunküsten. Je nach der Oberflächengestalt reicht es mehr oder weniger weit in den Kontinent hinein. Es ist gekennzeichnet durch, im Verhältnis zum mittleren Klima der Breite, gleichmäßige Temperatur, also geringe Tages- und Jahresschwankung, Verspätung der Maxima und Minima der Temperatur, starke Bewölkung, Feuchtigkeit, Niederschläge, dabei Neigung zum Winter-Maximum der letzteren. Im Bereiche warmer Meeresströmungen (z. B. des Golfstroms) kommt dazu eine allgemeine Erhöhung der Temperatur über die normale der geographischen Breite; bei kalten Strömungen ist es umgekehrt (Labradorstrom).

An Küsten mit kaltem Küstenwasser (Auftriebswasser), dort, wo ablandige Dauerwinde herrschen, kann von einem eigentlichen Seeklima nicht die Rede sein; die Küste ist zu kalt (besonders im Sommer) und zu trocken, bis zur Wüstenhaftigkeit; immerhin ist auch hier die Jahresschwankung geringer als im Innern und eine Benetzung mit starkem Tau an der Küste findet vielfach statt.

---

[1]) Vgl. den Versuch Passarges, Grundlagen der Landschaftskunde II, Hamburg 1920, S. 43 ff. — Eine Erörterung der verschiedenen Klimaeinteilungen gibt neuerdings Obst, Wirtschaftsgeogr. Studien in der europ. Türkei, Leipzig 1920, S. 35 ff.

Der Schauplatz dieses kühl-litoralen Trockenklimas ist die Westküste in den Subtropen.

Das kontinentale Klima, am schärfsten ausgebildet im Innern Asiens und Nordamerikas, ist in allem das Gegenteil des See-Klimas: starke Temperatur-Schwankungen und -Extreme, geringe Bewölkung, Trockenheit.

B. Einfluß der Höhenlage: Höhenklima. Mit der Meereshöhe nimmt die Temperatur ab, besonders im Sommer; der Gegensatz der Jahreszeiten ist im Gipfelklima geringer als im Tieflande, im Plateauklima höherer Breiten dagegen nicht. Starke Insolation, solange die Sonne scheint, aber starker Bewölkungsgrad und viel Niederschläge. Die Gebirge und Hochländer bilden Kälte- und (in der Regel) Feuchtigkeits-Inseln inmitten der Niederungen. Jedoch gibt es auch ausgedehnte Hochländer, die infolge Umwallung durch höhere Randgebirge nicht feuchter sind als die umgebenden Tiefländer, ja Trockengebiete bilden (Tibet, Bolivia). Solche ausgedehnte Hochländer müssen als besondere Klimatypen und Klimaprovinzen ausgesondert werden.

Die Klimatypen und Untertypen sind die folgenden:

1. **Äquatorialklima.** Gleichmäßig hohe Temperatur, sehr geringe Jahresschwankung, aber bedeutende tägliche Schwankung. Als Abgrenzung benutzen wir die Isotherme des kühlsten Monats von 24^{0} (s. oben S. 127); die mittlere Wärme des wärmsten Monats erreicht nicht 30^{0}.

Die mittlere Jahresschwankung ist meist unter 4^{0}. Die Hitze ist nicht so stark wie im Sommer der subtropischen Trockengebiete. Gleichmäßiger Ablauf der Witterung, seltene Störungen desselben (Zyklone); gleichmäßige Tageslänge, kurze Dämmerung; der Himmel meist weißlich, nicht so strahlend blau wie in den Subtropen. An den Küsten regelmäßige See- und Landwinde.

Die äquatoriale Klimazone nach unserer Abgrenzung liegt meist mehr nördlich als südlich vom Äquator; besonders in Afrika erstreckt sie sich nur wenig nach Süden über den Äquator; auch nach Norden geht sie hier meist nur bis 8 oder 10^{0} Br., sie ist daher in diesem Erdteil besonders schmal. Eine zweite Verengung zeigt sie an der Westseite Amerikas, wo sie auf dem Ozean nur zwischen 14 und 6^{0} nördl. Br. liegt.

a) Äquatoriales Regenklima. Große jährliche Regenmenge (meist über 150, ja 200 cm); Maxima der Regen bei den

beiden Zenitständen der Sonne (Äquinoktien), dazwischen schwach ausgeprägte Trockenzeiten, in denen es auch hinreichend regnet; Heftigkeit der Regen, viele Gewitter. Feuchtwarme Treibhausluft; üppiger tropischer „Regenwald", hier und da durch lokal bedingte Savannen unterbrochen; starke Fäulnis und schnelle Zersetzung, tiefgründige Verwitterung. Viele klimatische Krankheiten; erschlaffende Wirkung des gleichmäßig feuchtwarmen Klimas besonders auf den Nordländer. Meist primitive Kulturstufe der Eingeborenen, geringe Bevölkerungsdichte. Plantagenbau der äquatorialen Kulturpflanzen (Kakao, Kokos u. a.).

b) Äquatoriales Trockenklima. Geringere Regenmenge, scharf ausgeprägte Trockenzeiten infolge Gebirgsabschluß gegen die Meereswinde (Passat) — Llanos von Venezuela, Nordost-Brasilien — oder dort, wo der Passat oder Monsun aus einem Kontinent heraus (Nordaustralien) oder der Küste parallel weht (Ostafrika). Xerophile Pflanzenwelt: lichtgestellte, in der Trockenzeit entlaubte, dornige „Trockenwälder" oder Grasfluren mit Baum- bzw. Gebüschgruppen: Savannen — daher „Savannenklima" — oder baumlose Gebiete (hier mit hohem Graswuchs): Steppen. Wüsten gibt es innerhalb unserer Umgrenzung der Äquatorialzone nur in der Südwestecke Arabiens. —

Die Trockengebiete der Tropen sind im allgemeinen günstiger für die Entwicklung größerer Volksdichte und höherer Kultur der Eingeborenen.

2. **Klima der äußeren Tropenzone.** Diese erstreckt sich in beiden Hemisphären vom Äquatorialklima gegen die Wendekreise hin, die aber auf den Festländern selten erreicht, nur im Nordatlantischen Ozean erheblich überschritten werden. Etwas stärkere Temperaturunterschiede der Jahreszeiten; Abgrenzung polwärts durch die Isotherme des kühlsten Monats von 20°; in den kontinentalen Teilen dieser Zone in der Osthalbkugel ist das Mittel des wärmsten Monats über 30°; auch die Extreme sind viel stärker als in dem Äquatorialklima. Starke Einengung der Zone an den Westseiten Afrikas und Südamerikas durch kaltes Küstenwasser.

a) Trockenklima der äußeren Tropenzone, in dieser vorherrschend. Einmalige Regenzeit im Sommer, infolge des zeitlichen Aneinanderrückens der Zenitstände der Sonne. Ausgesprochene Trockenzeit im Winter (da dann der Passat weht), die sich, je näher zum Wendekreise, immer mehr ausdehnt, daher in dieser Richtung

immer geringere Jahresmenge der Regen, auch schärfere Temperaturschwankungen, besonders größere Hitze; in derselben Richtung meist Übergang von Trockenwäldern oder Savannen zu Steppen; in Nordafrika und Arabien reicht sogar die Wüste in diesen Gürtel hinein. Diesem Typus gehören an: Sudan, Süd-Arabien, Nord-Dekan, inneres Hinterindien, pazifische Seite von Süd-Mexiko, Süd-Afrika von der Nähe des Äquators bis über den Sambesi hinaus, West-Madagaskar, Nord-Australien.

b) Passat-Regenklima, dort, wo in dieser Zone der Passat dauernd vom Meere her auf hohes Land aufweht, daher das ganze Jahr hindurch reichliche Regen abgibt, mit schwachen Trockenzeiten. Temperatur-Extreme schwächer als in 2 a. Das Klima ist vom äquatorialen Regenklima nur durch die niedrigere Temperatur des kühlsten Monats unterschieden. Tropischer „Regenwald". Ostküsten Brasiliens, der Großen Antillen, Süd-Mexikos, Madagaskars. — Ähnlich ist das Monsun-Regenklima dieser Zone an den West- und Ostküsten Hinterindiens, nur mit deutlicher Trockenzeit im Winter, daher vielfach Laubfall im Walde.

c) Das tropische Gebirgsklima (in 1. und 2.) ist natürlich in der Temperatur von der örtlichen Höhenlage abhängig, aber bis zur Schneeregion hinauf echt tropisch, ja äquatorial durch die geringen Wärmeunterschiede der Jahreszeiten. Ausgedehnte und umwallte Hochländer sind auf der Höhe meist verhältnismäßig trockene Steppen (Anden in Peru und Bolivia, Ostafrika), während die äußeren Abhänge und aufgesetzten Erhebungen regenreich sind (tropischer Gebirgswald).

3. **Die subtropischen Klimate** sind durch größere Temperaturunterschiede der Jahreszeiten ausgezeichnet. Sie enthalten die sommerheißesten Gebiete der Erde, während die Winter schon ziemlich kühl, wenn auch Fröste nur selten und schwach sind. Wir grenzen sie polwärts ab durch die Isotherme des kühlsten Monats von 8°. Diese verläuft auf der Südhalbkugel ziemlich gleichmäßig in der Nähe von 40° südl. Br. (nur in Südamerika weicht sie bis 36° zurück). Auf der Nordhalbkugel dagegen liegt sie im Großen Ozean etwa bei 44° nördl. Br., im Atlantischen dringt sie im östlichen Teil sogar bis 52°, bis in die Nähe von Irland vor, während sie im Inneren der Festländer stellenweise bis 27° Br. zurückweicht. An solchen Stellen (Süd-Iran, Mexiko) ist daher die Subtropenzone sehr schmal; am

breitesten ist sie in Nord-Afrika und dem Mittelmeer. — Im übrigen enthält dieser Wärmegürtel sehr verschiedene Klimate.

a) Das subtropische Trockenklima (Passatwüste). Infolge des das ganze Jahr anhaltenden Passates oder vorherrschend kontinentaler Winde (Argentinien) ist der Himmel fast stets unbewölkt, die Luft sehr trocken, die Niederschläge selten und kurz, dann aber meist heftig. Die trockensten Gebiete, in denen es vielfach nur im Laufe längerer Jahre einmal regnet, sind die Wüsten, in denen daher die Bodenbildung fast fehlt, die Vegetation äußerst spärlich und dürr ist; sie sind für Menschen unbewohnbar. In den Randgebieten und in höheren Lagen sind die Niederschläge reichlicher, doch in allen Jahreszeiten gering und ungenügend für Baumwuchs: dort breiten sich Steppen aus, meist dürre Stauden und Sträucher mit vorübergehendem Graswuchs dazwischen: das Nährgebiet der nomadischen Viehzucht. Baumwuchs und Ackerbau sind auf die zerstreuten Oasen beschränkt, in denen Flüsse, Quellen oder Grundwasser den Boden natürlich oder künstlich bewässern. Die relativ reichlichsten Regen fallen meist im Sommer oder Frühjahr, nur in der Nachbarschaft der Winterregengebiete im Winter. Im Sommer werden in diesen subtropischen Trockengebieten die höchsten Hitzegrade der Erdoberfläche erreicht; in weiten Teilen ist das Mittel des wärmsten Monats über 30°, ja über 35°. Im kühlsten Monat sinkt das Mittel, wie angegeben, nicht unter 8°, jedoch kommen in den meisten binnenländischen Teilen gelegentliche Fröste vor. Die Unterschiede von Tag und Nacht sind sehr groß, Glutwinde und Staubstürme sind häufig.

Die größte zusammenhängende subtropische Trockenzone ist die der Alten Welt in der Nordhemisphäre vom Atlantischen Ozean bis Nordwest-Indien, stellenweise in Afrika und in Arabien südwärts in die Tropen übergreifend. Die zweitgrößte ist die im Innern und an der Nordwestküste Australiens. In Nord-Amerika ist das subtropische Trockengebiet auf das Hochland und die Westseite von Mexiko und den unteren Kolorado beschränkt, Wüsten sind nur in geringer Ausdehnung vorhanden. In Süd-Afrika nimmt dieser Klimatypus das ganze Innere und den Westen ein, zieht sich hier an der Westküste infolge des kalten Auftriebswassers, als kühl-litorales Trockenklima, mit kühlem Sommer, bis etwa 9° südl. Br. In Süd-Amerika erfüllen subtropische Steppen das Innere des Kontinents (Hochflächen Boliviens, Pampas Argentiniens), ziehen sich an der

Westküste als Küstenwüste (Atakama) und Steppe von etwa 24° südl. Br. bis etwa 4° südl. Br. An diesen beiden südhemisphärischen Westküsten dringt also das subtropische kühl-litorale Trockenklima mit den kühlen Sommertemperaturen bis nahe an den Äquator vor. — Auf den Ozeanen dehnt sich das Trockenklima von Osten her über die Region der Roßbreiten und dauernden Passate bis in die Nähe der Ostküste des gegenüberliegenden Festlandes aus.

b) Das Winterregenklima („Etesien-Klima" nach *Hettner*). Polwärts der subtropischen Trockengebiete finden wir an der Westküste jeden Festlandes beider Hemisphären ein Winterregengebiet als Übergang zum Gebiet mit Regen zu allen Jahreszeiten. Bezeichnend und für Bodenformen, Pflanzenwelt und Kultur maßgebend ist die Trockenheit des Sommers, während der Winter, vielfach einschließlich der Übergangsjahreszeiten, mehr oder weniger regenreich, daher die Jahressumme sehr verschieden ist (s. oben S. 198). Jedoch reicht sie im allgemeinen für Baumwuchs und Ackerbau aus. In Kalifornien, Mittel-Chile, Kap der Guten Hoffnung, Südwest-Australien, ist das Gebiet nur schmal, an der Küste entlang ziehend. Die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge ist hier die Folge des trockenen Passats im Sommer, der feuchten Westwinde im Winter. In Kalifornien geht das Winterregengebiet landeinwärts etwas über die 8°-Isotherme des kühlsten Monats hinaus. Andererseits bleibt hier an der Küste, sowie in ganz Mittel-Chile, Teilen des Kaplands und Südwest-Australiens der wärmste Monat unter 20°, zum Teil infolge kalten Küstenwassers; diese Gegenden sind also sehr gemäßigt temperiert. Auch in den übrigen Teilen ist die Sommerhitze mäßig, mit Ausnahme des Innern Kaliforniens.

Wesentlich anders ist das nordhemisphärische Winterregengebiet der Alten Welt. Hier ist den anderen genannten maritimen Winterregengebieten analog die Westseite der Pyrenäen-Halbinsel und Marokkos. Dahinter aber erstreckt sich weit in den Kontinent hinein das Mittelmeer und längs dessen Küsten überall das Winterregenklima mit Sommerdürre. Die Winterregen entstammen hier dem Mittelmeer selbst. Das Mittelmeerklima mit seiner sommerlichen Trockenzeit reicht nordwärts, wie in Kalifornien binnenwärts, über die 8°-Isotherme des kühlsten Monats hinaus. Der Sommer ist hier überall recht heiß (Julimittel meist zwischen 23° und 29°), wenn auch nicht so wie in der subtropischen Trockenzone. Die große Trockenheit des Sommers macht aber die Hitze erträglich.

Das Gebirgsklima der subtropischen Trocken- und Winterregengebiete ist nicht nur durch niedrigere Temperatur und reichere Niederschläge, sondern auch, bei hinreichender Höhe, durch gleichmäßigere Verteilung der letzteren über die Jahreszeiten vor dem Tieflande ausgezeichnet. So gelangt man in den Gebirgen und Hochländern aufsteigend in Winterregenklima und -vegetation, darüber in mittel- und nordeuropäische Verhältnisse. In den Trockengebieten bilden die Gebirge Inseln des Waldwuchses bzw. des Ackerbaus und höherer Kultur; sie sind zugleich Wasserspender und dadurch Kulturbringer für ihre Umgebung (Gebirgsoasen). Jedoch sind ausgedehnte umwallte Hochflächen in den Subtropen, ähnlich wie in den Tropen, trockener und zum Teil von Steppen überzogen (Hochländer von Nord-Argentinien, Mexiko, Atlas, Spanien, Kleinasien).

c) Das subtropische Monsunklima (Sommerregen), an der Ostseite von Asien (Nord-Indien, Süd-China) und Australien (Süd-Queensland), bei subtropischen Temperaturen (heißen Sommern) infolge der Monsunwinde im Winter trocken, im Sommer reiche Niederschläge (über 100, ja 200 cm), landeinwärts abnehmend; subtropische Waldungen, im Innern in Savannen und Steppen übergehend, viel Kulturland. Günstiger als das Winterregenklima für Pflanzenwelt und Anbau, da Wärme und Feuchtigkeit zeitlich zusammenfallen. Ähnlich auch im Osten von Süd-Afrika, wenn auch hier nicht eigentlich Monsun, sondern Südost-Passat aufs Land weht, der aber auch im Winter weniger Regen bringt; hier überhaupt geringere Regenmenge.

d) Das subtropische Regenklima. Reichliche Regen zu allen Jahreszeiten, Wald- und Kulturland, landeinwärts abnehmend und zum Teil in Steppen übergehend; ebenfalls an den Ostseiten der Festländer: Südosten Australiens (Neu-Süd-Wales und Victoria), Nordinsel Neuseelands, Süd-Amerika (Süd-Brasilien, Uruguay, Paraguay, Ost-Argentinien), Südosten der Vereinigten Staaten. Die gleichmäßige jahreszeitliche Verteilung der Regen ist teils durch dauernde feuchte Winde vom Meer oder von den Tropen her verursacht, teils, wenn diese zeitweise fehlen, durch wandernde Minima. Meist heiße Sommer. Sehr günstig für Pflanzenwelt und Anbau.

4. **Die Klimate der „gemäßigten“ Zone,** d. h. der mittleren Breiten. (Sie sind keineswegs alle gemäßigt!) Kältester Monat unter $+8^0$; als Polargrenze dient die Isotherme des wärmsten Monats von 10^0, der ungefähr die Baumgrenze folgt. Während in den Tropen und Subtropen die niedrigste Monatstemperatur am wichtigsten für

die Pflanzenwelt und den ganzen landschaftlichen Habitus ist, spielt in dieser Zone die Temperatur des wärmsten Monats die entscheidende Rolle. Nach dieser Abgrenzung ist die südliche gemäßigte Zone sehr schmal; von Festländern reicht nur Süd-Amerika hinein. Die nördliche gemäßigte Zone ist dagegen auf den Festländern sehr breit, verengt sich nur in den westlichen Teilen der beiden Ozeane durch kalte Polarströmungen.

1. **Die sommerheißen Klimate** der „gemäßigten" Zone, Mittel des wärmsten Monats über 25⁰, aber nicht über 30⁰. Dieser Typus fehlt in der südlichen gemäßigten Zone ganz.

a) Das sommerheiße Trockenklima der gemäßigten Zone; in der Alten Welt: Mongolei, Ost- und West-Turkestan, Umgebung des Kaspischen Meeres, Iran, Armenien zum Teil; in Nord-Amerika der südlichste Teil der Prärien. Die Trockenheit ist hier nicht die Folge bestimmter Winde, sondern der zentralen Lage im Innern des Kontinents. In der Alten Welt niedrige Wintertemperatur, zumeist unter 0⁰, ja zum Teil sehr strenge Winter; teilweise exzessives Landklima mit Jahresschwankung über 30⁰. Die Winterkälte ist ein wichtiger Unterschied vom subtropischen Trockengebiet. Wüsten, Steppen (meist Strauchsteppen mit vergänglichem Graswuchs), Nomaden; Oasenkultur. Im übrigen gilt dasselbe, was von den subtropischen Wüsten und Steppen gesagt ist.

b) Das sommerheiße Regenklima, östlich vom vorigen: Monsungebiet (Sommerregen) in Mittel- und Nord-China, Süd- und Mittel-Japan (hier zum Teil Regen zu allen Jahreszeiten); in den östlichen Vereinigten Staaten Regen zu allen Jahreszeiten (wandernde Minima), nördlich bis Neuyork und St. Louis. Wintertemperaturen im Binnenlande zum Teil niedrig. Wald und Kultur; Sommerhitze bedürfende Kulturpflanzen (Baumwolle, Reis u. a.).

2. **Sommerwarme Klimate der gemäßigten Zone**; Mittel des wärmsten Monats zwischen 20 und 25⁰.

a) Sommerwarme Trockengebiete der gemäßigten Zone, sich an die sommerheißen Trockengebiete nordwärts anschließend, Trockenheit aus denselben Ursachen. Wintertemperatur stark unter 0⁰. Keine Wüsten, nur Steppen; diese infolge Frühlingsregen zum Teil anbaufähig, sogar ausgezeichnetes Getreideland. Südwest-Sibirien, Südost- und Süd-Rußland; Prärien und Steppen in den westlichen Vereinigten Staaten (jedoch mit Ausnahme der Westküste). In der

Südhemisphäre nur ein kleines Gebiet in Süd-Argentinien mit mildem Winter.

b) Sommerwarmes Monsunregengebiet (Sommerregen) der gemäßigten Zone: Korea, Mandschurei, Nord-Japan. Winter kalt, im Binnenland sogar exzessiv. Wald- und Parklandschaft, Kultur.

c) Sommerwarmes Regenklima der gemäßigten Zone: Regen zu allen Jahreszeiten. Wald und Kultur. Südliches Mitteleuropa, Nordosten der Vereinigten Staaten. Januartemperatur in Europa mäßig, in Amerika erheblich unter 0⁰.

3. **Sommerkühles Klima der gemäßigten Zone.** Mittel des wärmsten Monats zwischen 20 und 10⁰.

a) Sommerkühle Trockenklimate (Steppen) der gemäßigten Zone: Prärien im Westen von Kanada, kleinere Teile von West-Sibirien, beide mit sehr kalten Wintern; Ackerbau. Auf der Südhemisphäre Ost-Patagonien, mit mildem Winter; Viehzucht. In letzterem Lande, in dem die Westwinde herrschen, ist die Trockenheit durch den Windschatten der Anden bedingt; in der Nordhemisphäre Fortsetzung der kontinentalen Trockengebiete. — Diesem Typus nahe steht das Hochlandklima von Tibet und Pamir, trocken und steppenhaft, mit strenger Winterkälte.

b) Sommerkühle Regenklimate der gemäßigten Zone, mit Regen zu allen Jahreszeiten; überall hinreichende Befeuchtung, Waldwuchs; im größten Teil auch Ackerbau. Dieser Typus nimmt den ganzen Norden der nördlichen gemäßigten Zone und die gesamte südliche gemäßigte Zone (mit Ausnahme von Ost-Patagonien) ein. Doch kann man folgende Untertypen unterscheiden:

α) Maritimes Klima, Jahresschwankung unter 15⁰, kühle Sommer, milde Winter, große Niederschlagsmenge: Westküste Europas einschließlich der ganzen britischen Inseln und Süd-Islands; Westküste Nord-Amerikas bis zur Halbinsel Alaska einschließlich, die ganzen Ozeane und Inseln der gemäßigten Zone außer den Teilen, die den Ostküsten von Nord-Amerika und Ost-Asien benachbart sind; die ganze südliche gemäßigte Zone (nach unserer Abgrenzung), außer Ost-Patagonien.

β) Landklima, Jahresschwankung zwischen 15 und 30⁰; mäßige Niederschlagsmengen (meist 50—100 cm); mäßig kalte Winter, mäßig warme Sommer. Europa, außer der Westküste, ostwärts

bis zur Mitte Rußlands; Teile von Kamtschatka und Nord-Japan; Labrador, Neufundland, Neu-Schottland.

γ) Exzessives Landklima, Jahresschwankung 30—60°; sehr niedrige Wintertemperatur; geringe, jedoch für den Waldwuchs bei der niedrigen Wärme genügende Niederschläge: Ost-Rußland und Sibirien (unter 50 cm Niederschlag), Britisch-Nord-Amerika und Alaska, außer den Küsten. Durch besonders kalte Winter (Januarmittel unter —20°) ist der größte Teil von Sibirien (mit Ausnahme des Südwestens) sowie der Norden von Britisch-Nord-Amerika ausgezeichnet.

5. **Polarklimate,** Mittel des wärmsten Monats unter 10°. Baumlos (außer West-Patagonien).

a) Subantarktisches Seeklima. Sehr milde Winter (kühlster Monat im Mittel über 0° oder wenig darunter), reichliche Niederschläge zu allen Jahreszeiten. Äußere Külsteninseln West-Patagoniens; Falkland-Inseln reicher Graswuchs, Schafzucht; Süd-Georgien, Kerguelen; Streifen des Antarktischen Ozeans.

Alle übrigen Polarklimate haben lange, mehr oder weniger kalte Winter. Niederschläge gering, aber im Verhältnis zur Temperatur in dem kurzen Sommer für starke Durchfeuchtung hinreichend.

b) Tundrenklima. Mittel des wärmsten Monats über 5°. Reiche Niedervegetation; Renntierzucht möglich. Polare Teile der Nordkontinente, außer der Nordspitze Asiens; Küsten von Süd-Grönland; Nord-Island; Süd-Spitzbergen; Barents-Meer; Südwest-Nowaja-Semlja. Januar in Asien und Nord-Amerika unter —20°, in Europa und den Inseln wärmer.

c) Antarktisches Seeklima. Wärmster Monat über 0°, kältester über —20°. Der größte Teil des Antarktischen Ozeans, Teil der West-Antarktis; in der Arktis nur kleinere Meeresteile und Jan Mayen.

d) Zentralarktisches Klima. Wärmster Monat zwischen + 5° und 0°, kältester unter —20°. Rest der Arktis außer dem Hochland Grönlands. Vegetation, Landsäugetiere.

e) Das Klima des ewigen Frostes. Wärmstes Monatsmittel unter 0°; fast völlige Eisbedeckung. Antarktischer Kontinent, Hochland von Grönland.

b) Die Klimaprovinzen.

Die Einteilung in Klimaprovinzen hat sich an die Klimatypen anzuschließen, aber den räumlichen Gesichtspunkt in den Vordergrund zu stellen, so daß zuweilen bei engem, räumlichen Zusammenhang oder geringer Ausdehnung verschiedene Klimatypen in eine Provinz zusammengefaßt werden müssen. Vor allem gilt dies von den Gebirgen, die nur dann, wenn sie ausgedehnte Flächen einnehmen, als besondere Provinz ausgeschieden werden können. Daß scharfe Grenzen zwischen den Klimaprovinzen nicht bestehen, ist selbstverständlich; die Grenzen müssen daher mehr oder weniger willkürlich gezogen werden. Wir beschränken uns im wesentlichen auf eine Einteilung der Landoberfläche. (Vgl. Tafel II.)

A. Arktische Provinzen.

1. Zentralarktische Provinz. Gebiet um den Nordpol, einschließlich des größten Teils des amerikanisch-arktischen Archipels, der Küsten von Nord-Grönland, Franz-Josefs-Land, Nord-Nowaja-Semlja, Neusibirische Inseln. Zentralarktischer Klimatyp.

2. Asiatische Tundren-Provinz: Tundren-Klima (mit Januarmittel unter —20°); Nordspitze zentralarktisches Klima.

3. Nordamerikanische Tundrenprovinz, wie vorige.

4. Nordatlantische Polarprovinz: Küsten von Süd-Grönland; Nord-Island, Spitzbergen usw.; Tundren des nordeuropäischen Festlandes. Tundraklima mit Januarmittel über —20°.

5. Grönländische Hochland-Provinz. Ewiger Frost.

B. Nördliche „gemäßigte" Provinzen.

a) Mit hinreichenden Regen zu allen Jahreszeiten (Waldklima) in Eurasien.

6. Westeuropäische Küstenprovinz. Maritimes, sommerkühles[1]) Regenklima; Winter mild. Britische Inseln, Westküste Frankreichs und Norwegens.

7. Europäische Binnenprovinz. Landklima; sommerkühl, im Süden sommerwarm; Winter mäßig kalt. Januarmittel von + 5° im W bis — 10° im O; im Nordosten noch darunter. Europa

[1]) Die Einteilung sommerheiß, sommerwarm, sommerkühl s. oben S. 227.

ostwärts bis Mittel-Rußland, südwärts bis in die Nähe des Mittelmeeres.

7a. Isolierter Ausläufer der vorigen: Das ostpontisch-kaukasische Gebiet: Ostküste des Schwarzen Meeres, Süd-Krim, Nordküste Kleinasiens. Sommer warm, Winter mild (Januar +3 bis +7°), Regen zu allen Jahreszeiten; sehr reichlich an der Ostküste des Schwarzen Meeres (über 200 cm). Wald. Der Kaukasus hat ebenfalls Waldklima, entsprechend der Höhenlage kälter.

8. Nordost-russische Provinz. Exzessives Landklima; Sommer kühl, Winter kalt; Niederschläge unter 50 cm.

9. Sibirische Provinz. Extremes Klima, sommerkühl, Januarmittel zwischen —20 und —50° Im Norden Niederschläge unter 25 cm. An der Ostküste südlich Ochotsk sehr reiche Niederschläge und niedrige Sommertemperatur (August 12,9°). Das überaus extreme Ost-Sibirien gehört nach der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge zum größten Teil schon zum Monsungebiet, da der Winter ziemlich trocken ist. Wegen des kontinentalen Charakters und des geringen Einflusses der winterlichen Trockenzeit, demzufolge die Pflanzenwelt sich dem Gebiet mit Regen zu allen Jahreszeiten anschließt, rechnen wir es dem letzteren zu.

b) Gemäßigtes Monsungebiet Asiens (Sommerregen).

10. Kurilen-Provinz: Süd-Kamtschatka, Kurilen, Sachalin, Jesso, Küstenland vom Amur bis Wladiwostok. Sommer kühl; Winter milder als in Ost-Sibirien, aber noch ziemlich kalt (Januar —20° bis —5°). Niederschläge reichlich. In einzelnen Teilen Regen zu allen Jahreszeiten, ja in Süd-Kamtschatka vorherrschend winterliche Niederschläge.

11. Mandschurische Provinz: Mandschurei, mittlerer Amur. Sommer warm, Winter kalt: am mittleren Amur Januar unter —20°. Exzessives Landklima. Niederschläge mäßig. Parklandschaft.

12. Japanische Provinz (Japan außer Jesso). Im Norden Sommer warm, Januar 0 bis —3°; im Süden Sommer heiß, Winter mild. Niederschläge sehr reichlich (100 bis über 200 cm), Wintertrockenheit infolge wandernder Minima nur schwach ausgeprägt; an der Westküste stellenweise winterliches Maximum der Niederschläge vom Japanischen Meer her. Waldklima.

13. Nordchinesische Provinz, südwärts bis über den unteren Jangtsekiang, auch Korea. Sommer heiß (nur Korea Sommer

warm); Januarmittel — 10° bis + 8°, also schnelle Zunahme der Winterwärme südwärts; exzessives Landklima bzw. Landklima. Niederschläge mäßig, 50 bis über 100 cm (im SO); Winter ziemlich trocken.

c) Gemäßigte Trockengebiete in Eurasien.

14. Südrussisch-Westsibirische Steppenprovinz. Sommer warm, Winter kalt, im W Januarmittel — 3°, im O bis nahe — 20°, hier auch in sommerkühles Gebiet übergreifend. Land- und exzessives Landklima. Niederschläge in allen Jahreszeiten ziemlich gering, Maximum im Frühjahr und Vorsommer. Steppen, im westlichen Teil starker Getreidebau.

15. Iranisch-Armenische Provinz. Iran, außer dem Südrand, Armenien, Kur-Niederung (Tiflis). Sommer warm bis heiß; Winter mild (Januar über 0°), nur in Armenien und sonstigen höheren Gebirgen Frostwinter. Niederschläge gering, Maximum im Winter. An Gebirgen vielfach starke Niederschläge. Steppen und Wüsten, Oasenkultur; in Teilen Armeniens und der Kurniederung Ackerbau. In den Gebirgen Wald.

16. Zentralasiatische Trockenprovinz. West- und Ost-Turkestan, nördliche Umrandung des Kaspi-Sees, Mongolei. Sommer heiß, Winter kalt bis sehr kalt, exzessives Landklima. Niederschläge gering, Maximum meist im Winter. Wüsten, Steppen, Oasen. In Gebirgen reichliche Niederschläge, Wald.

17. Tibetische Provinz, einschließlich Pamir. Geschlossenes Hochland, Sommer kühl, Winter kalt; trocken. Steppen, in tieferen Tälern Ackerbau.

d) Nordamerikanische Gebiete mit Regen zu allen Jahreszeiten (Waldklima).

18. Nordwestamerikanische Küstenprovinz, von der Nordgrenze Kaliforniens bis zur Halbinsel Alaska. Maritimes, sommerkühles, wintermildes Klima, sehr niederschlagsreich (zum Teil über 200 cm). Dazu die dahinterliegenden Kordilleren, in denen in mäßigen Höhen die Sommerwärme kaum geringer, der Winter aber kälter ist als an der Küste, jedoch nicht so kalt, wie in den östlichen Niederungen.

19. Hudsonsbai-Provinz, von der Tundren-Grenze bis ungefähr 50° Br., von den Kordilleren und Prärien bis zur Küste von

Labrador. Sommer kühl, Winter sehr kalt (Januar unter -20^0); Niederschläge im W gering, nach O zunehmend; gering im Winter.

20. Lorenzstrom-Provinz, das eigentliche Kanada mit Neu-Schottland, Maine, Neufundland. Sommer kühl, aber wärmer als in der vorigen Provinz, daher Ackerbau; Winter weniger hart (Januar -20 bis -5^0); Niederschläge reichlich.

21. Atlantische Provinz der Union, südwärts bis 34 oder 32^0 Br., westlich über den Mississippi hinaus. Im nördlichen Teil Sommer warm, Januar unter 0^0; im südlichen Teil Sommer heiß, Januar über 0^0. Landklima. Niederschläge reichlich, meist über 100 cm. Günstige Bedingungen des Ackerbaus.

e) Nordamerikanisches Trockengebiet der gemäßigten Zone.

22. Prärien-Provinz, von westlich des Mississippi bis zu den Rocky-Mts. vom 60^0 Br. bis zur Grenze Mexikos. Von N nach S Sommer kühl, warm, heiß; Winter im N sehr kalt, im S mild. Das Gemeinsame ist, daß die Niederschläge, obwohl mäßig reichlich, für den Baumwuchs nicht ausreichen; sie fallen hauptsächlich im Sommer. Grassteppen; der östliche und nördliche Teil Getreideland.

23. Great-Basin-Provinz; Hochland zwischen Rocky-Mts. und Sierra Nevada, umwallt, daher geringe Niederschläge (zum Teil unter 25 cm); Steppen und Halbwüsten, einige Oasen; Sommer heiß, Januar meist unter 0^0. — Die höheren Gebirge, so auch die Rocky Mts., sind niederschlagsreicher und teilweise bewaldet.

C. Subtropen und äußere Tropen der Nordhalbkugel in der Alten Welt.

24. Mittelmeer-Provinz, umfaßt die Küsten des Mittelmeers außer Schwarzem Meer und Oberitalien, sowie die ganze Pyrenäen-Halbinsel, Azoren, Kanaren. Sommer mehr oder weniger dürr, Regen im Winter, zum Teil einschließlich Frühjahr und Herbst. Nur die Nord- und Nordwestküste Spaniens hat Regen zu allen Jahreszeiten. Regenmenge sehr verschieden. Winter mild, jedoch greift die Provinz nordwärts über die Januar-Isotherme von 8^0 (Grenze der Subtropen) hinaus bis $+4^0$. Die Sommer heiß, meist über

25° Julimittel, jedoch mit Ausnahme von Süd-Frankreich, Mittelitalien, Istrien, Umgegend des Bosporus, vor allem dem größten Teil Spaniens und den atlantischen Inseln, die alle nur sommerwarm sind. Ja, die den ozeanischen Winden ausgesetzte, sehr regenreiche Nordwestküste der Pyrenäen-Halbinsel von Oviedo bis Porto ist sommerkühl.

Das Innere der Pyrenäen-Halbinsel, sowohl das Hochland als das Ebrobecken, ferner die Südostküste sind regenarm, meist steppenhaft; die Temperatur ist meist sommerwarm, die Winter kühl (Januar auf den Hochflächen + 1 bis + 5°). Ähnlich ist das Klima im inneren Hochlande Kleinasiens und im Atlashochlande, jedoch ist das letztere im Sommer heiß (Juli 25 bis 28°). Man kann diese Steppenhochländer als Nebenprovinzen der Mittelmeer-Provinz ansehen; sie sind mit ihr durch die Dürre des Hochsommers verbunden. Eine fernere Fortsetzung des Mittelmeerklimas sind die Außenabhänge des Armenischen Tauros und des Südiranischen Randgebirges, wo über den Steppen des Tieflandes eine Region von Winterregen und Sommerdürre, auch mit den Kulturpflanzen des Mittelmeeres, auftritt.

25. Sahara-Indus-Provinz. Wir fassen die große subtropische (Passat-) Trockenzone der Alten Welt zu dieser einen Provinz zusammen, da sie überall im wesentlichen die gleichen Verhältnisse zeigt: sehr geringe, zum Teil fast gar keine Niederschläge; Wüsten, Steppen, Oasenkultur — nur wenige höher gelegene Landschaften sind stärker befeuchtet. Sehr hohe Sommerhitze: Julimittel überall über 30°, mit Ausnahme der Westküste der Sahara, Unterägypten, nördlichster Teil des Roten Meeres, Indus-Mündung. Die Winter sind mild, das Januarmittel überall über 10°.

So erstreckt sich das ungeheuere Wüsten- und Steppengebiet, nur von den großen Stromoasen des Nillandes, Mesopotamiens, des Pandschab unterbrochen, von der Westküste Afrikas durch die Sahara, ganz Arabien, Syrische Wüste, Südrand Irans, Flachland des Indus. Im Süden der Sahara reicht es bis etwa 18° Br. in die äußere Tropenregion hinein, in Süd-Arabien sogar mit einem kleinen Zipfel in die äquatoriale Temperaturzone. Ober-Mesopotamien kann nur als Übergangsgebiet hinzugerechnet werden, da es reichlichere Niederschläge erhält und zum Teil anbaufähig ist, auch über die Januar-Isotherme 8°, also in das „gemäßigte" Klima, hineingreift.

Das Indus-Flachland zerfällt in den nördlichen Teil, das

Pandschab, wo etwa 50 cm Regen fallen (überwiegend im Sommer), was aber bei der großen Hitze doch künstliche Bewässerung nötig macht, und den südlichen Teil, die Wüste Sind, wo die Regenmenge nur 23 cm beträgt. Hier hat der Ort Jakubabad (28° nördl. Br.) die höchste Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli 36,5°) auf der ganzen Erde. Die Winter sind hier noch durchaus subtropisch kühl: Januar 13 bis 15°. Die Trockenheit im Indusgebiet ist dadurch hervorgerufen, daß der regenbringende Sommermonsun über die Randgebirge Irans herüberwehen muß, also trocken ankommt.

Die Sahara-Indus-Provinz schließt sich räumlich unmittelbar an die iranische und an die zentralasiatische Trockenprovinz an und bildet mit ihnen zusammen die große Wüsten- und Steppen-Diagonale der Alten Welt (s. S. 191).

26. Sudan-Provinz, ein Streifen von W nach O durch Afrika zwischen etwa 18 und 8° nördl. Br. mit typischem Savannen- und Steppenklima der äußeren Tropen. Regenmenge und Sommerregenzeit von S nach N abnehmend.

27. Abessinische Hochlands-Provinz, je nach der Höhenlage im Sommer warm oder im Sommer kühl; Winter subtropisch (kältester Monat 13—20°); Sommerregen; Regenmenge nach oben stark zunehmend.

28. Nordindisch-Südchinesische Provinz. Tiefland des Ganges und Brahmaputra, nördlicher Teil von Hinterindien, Süd-China, Formosa, Liukiu-Inseln. Subtropische Wintertemperaturen; Sommer heiß, aber nicht über 30° Mittel des wärmsten Monats. Monsun-Sommerregen; sehr große Regenmengen am Abhang, Fuß und in den Vorbergen des Himalaja (über 200 cm, zum Teil weit darüber), sonst über 100 cm; im Inneren Hinterindiens weniger. Wälder, Savannen, Kulturland.

29. Dekan-Siam-Provinz. Die Halbinsel Vorderindiens, der Süden Hinterindiens (außer Malakka). Temperaturen der äußeren Tropen; nur am Westrand Vorderindiens und in dessen Südspitze, am Südrand Hinterindiens äquatoriale Wärme. Monsun-Sommerregen, große Regenmengen (über 200 cm) am Westrand beider Halbinseln, zum Teil auch am Ostrand Hinterindiens; Monsun-Wälder. Sonst unter 200, ja im größten Teil von Dekan unter 100 cm, Savannen und Kulturland.

D. Subtropen und äußere Tropen der Nordhalbkugel in Amerika und Ozeanien.

30. Golf-Provinz. Die nördliche Umrandung des Golfs von Mexiko nebst Florida, Georgia, Süd-Karolina, Bermuda-Inseln. Subtropische Temperaturen; reichliche Regen (über 100 cm) zu allen Jahreszeiten. Wald, Baumwollanbau.

31. Mexikanische Hochlands-Provinz, einschließlich der Halbinsel Nieder-Kalifornien. Subtropische Wintertemperaturen; Sommer im Hochland teils kühl, teils warm, an den Küsten heiß. Regenmenge mäßig bis gering. Savannen, Steppen, Kulturland. Besonders dürr ist der NW und Niederkalifornien.

32. Kolorado-Wüstenprovinz. Tiefland um den unteren Kolorado; dürr und sehr sommerheiß (über 30⁰ Julimittel). Januarmittel 8—12⁰. Einzige wirkliche Wüsten Nord-Amerikas.

33. Kalifornische Provinz, zwischen Küste und Sierra Nevada. Subtropisches Winterregenklima; im Inneren Sommer heiß, Januarmittel 7—8⁰; an der Küste infolge kalten Auftriebswassers Sommer neblig und sehr kühl (San Franzisko wärmster Monat September, Mittel 15⁰); Winter mild (Januar 8—12⁰). Regenmenge ziemlich gering, nach S stark abnehmend (Übergang zu 32). Immergrünes Gebüsch, Kulturland. Westabhang der Sierra Nevada feucht, Wald.

34. Süd-Mexiko-Provinz, dazu Kuba und die Bahama. Temperaturen der äußeren Tropen. Passatregen zu allen Jahreszeiten oder im Sommer. Reiche Niederschläge (über 100 cm) auf den Bahamas, der Nordseite Kubas und Süd-Mexikos, besonders an den östlichen und südlichen Abhängen des mexikanischen Hochlandes, geringere auf den Südwestseiten der Länder und auf der flachen Halbinsel Yucatan. In ersteren Gebieten Wald, in letzteren Savannen und Buschwald.

35. Hawaii-Provinz, Inselgruppe inmitten des Großen Ozeans, Temperaturen der äußeren Tropen. Passatregen, überaus reichlich auf der Nordostseite (s. S. 190, 192), ziemlich gering auf der Südwestseite, wo Trockenzeit im Sommer.

E. Äquatoriale Provinzen.

36. Westafrikanische Äquatorial-Provinz. Guinea und Kamerun von 10⁰ nördl. Br. bis 2⁰ südl. Br., der größte Teil des Kongobeckens. Äquatoriales Regenklima, Wald mit eingestreuten Sa-

vannenbezirken. Der südliche Teil des Kongobeckens hat bereits die Temperaturen der äußeren Tropen.

37. Ostafrikanische Äquatorial-Provinz, Nilgebiet und Britisch-Ostafrika von 8° nördl. bis 1° südl. Br., Somali-Land, Massaua, Sokotra. Äquatoriales Trockenklima infolge scharfer Trockenzeiten, wenn auch die Regenmenge ansehnlich; Ursache: Abschluß gegen Seewinde. Trockenwald, Savannen, Steppen. Im Hochland kühler, in höheren Gebirgen reichliche Niederschläge und Wald.

38. Indisch-Melanesische Äquatorial-Provinz. Zeylon und der Indische Ozean bis mindestens 10° südl. Br. (Malediven, Seychellen usw., eigentlich auch die Südspitze Vorderindiens, die wir aber zu 29 rechnen); Malakka, Malayischer Archipel (außer Ost-Java und die kleinen Sunda-Inseln), Neuguinea, Salomons-Inseln. Äquatoriales Regenklima, Wald- und Kulturland mit eingestreuten Savannen im Innern der größeren Inseln und auf der Ostseite Zeylons. Meist sehr große Niederschlagsmengen. Teils Monsun-Regen (Maximum im Sommer, Winter verhältnismäßig trocken), teils äquatoriale doppelte Regenzeit, ohne ausgesprochene Trockenzeiten.

39. Pazifische Äquatorial-Provinz, mittlere Zone des Großen Ozeans mit folgenden Inseln: Marianen, Karolinen, Palau, Marshall, Gilbert, Ellice, Samoa, Gesellschafts-I., Paumotu. Äquatoriales Regenklima, Wald, Kulturland. In den äußeren Teilen schwache winterliche Trockenzeit.

40. Nordaustralische Äquatorial-Provinz, der nördlichste Vorsprung Australiens, kleine Sunda-Inseln, Ost-Java. Äquatoriales Trockenklima, Monsunregen, Südwinter trocken; lichte Wälder, Savannen, Kulturland.

41. Karaibische Provinz; Zentralamerika, Antillen (ohne Kuba), Venezuela, Nord-Kolombia. Äquatoriale Temperaturen im Tieflande, in den Höhen kühler, aber äquatorial-gleichmäßig. Passatregen; doppelte Regenzeit, Haupttrockenzeit im Winter. An den Nordostseiten starke Regen, schwache Trockenzeiten, Wald; an den Südwestseiten weniger Regen, schärfere Trockenzeiten, Savannen; also Nebeneinander von Regen- und Trockenklimaten, letztere besonders auf der pazifischen Seite Zentral-Amerikas (hier viel Kulturland) und in den Llanos des Orinoko (Viehzucht). — Zu dieser Provinz kann man auch die Westküste von Kolombia und Ekuador rechnen mit äquatorialem Regenwaldklima.

42. Amazonenstrom-Provinz, das Amazonenstrom-

becken (ohne den südlichen Teil), Guayana. Äquatoriales Regenklima, Wald mit eingestreuten Savannen (besonders im Innern Guayanas) dort, wo aus örtlichen Ursachen die Trockenzeiten schärfer sind.

F. Südhemisphärische äußere Tropen und Subtropen.

43. Tanganjika-Sambesi-Provinz, begreift die Umgebung des unteren Kongo, die wasserscheidenden Gebiete zwischen Kongo und Sambesi, das Becken des letzteren Flusses, sowie von hier nordwärts die Seenregion und Ost-Afrika bis etwa 1° südl. Br. Für diese ausgedehnte Region mit Temperaturen der äußeren Tropen (das ostafrikanische Hochland kühler) ist charakteristisch die scharfe Ausprägung der teils doppelten, teils einfachen Trockenzeit; daher Trockenklima: lichte Wälder, meist aber Savannen und Steppen. Nach S nimmt die Regenmenge und Regenzeit ab; hier übersteigt am mittleren Sambesi das Mittel des wärmsten Monats 30°.

44. Natal-Provinz, das östliche Küstenland von Süd-Afrika von der Sambesimündung bis über Port Elisabeth hinaus. Subtropische Temperaturen; Passatregen; Trockenzeit im Winter. Von N nach S bis Natal (über 100 cm) nimmt die Regenmenge zu, dann wieder ab. Lichte Waldungen und Savannen, Anbau.

45. Südafrikanische Trocken-Provinz: ehemalige Burenstaaten, Wüste Kalahari, Deutsch-Südwest-Afrika, Inneres der Kapkolonie, Westküste von der Nähe der Kapstadt bis nahe an die Kongomündung. Passatwinde trocken, weil über den östlichen Höhenrand herüberkommend, an der Westküste ablandig; hier kaltes Küstenwasser. Subtropische Wintertemperaturen, im östlichen Hochlande kühler. Sommer warm, an der Küste von Deutsch-Südwest zum Teil kühl. Ausgesprochene Trockenzeit im Winter. Regenmenge im östlichen Hochlande über 50 cm, Steppen, Viehzucht; im Innern (Kalahari und Karroo) gering, meist weniger als 25 cm; Steppen, zum Teil fast wüstenhaft; im Hochlande von Deutsch-Südwest und Angola wieder über 50 cm: Steppen, Viehzucht, im N Savannen. An der Westküste fast regenlose Wüste um die Mündung des Oranje und nordwärts bis 19° südl. Br.; dann nordwärts reichlichere Regen, Steppen.

46. Kap-Provinz, das Küstenland an der Südwestecke Afrikas. Winterregen, Sommerdürre; Regenmenge mäßig, 50—100 cm. Sommer warm. Immergrüner Busch, Kulturland.

47. Madagaskar-Provinz, mit Maskarenen und Komoren. Temperatur der äußeren Tropen, im südlichsten Teil subtropisch.

Passatregen: Ostseite und Maskarenen reichlich zu allen Jahreszeiten, Regenwald; Westseite winterliche Trockenzeit, Savannen.

48. Australische Trocken-Provinz: das ganze Innere von Australien nebst Nordwestküste und dem mittleren Teil der Südküste. Im Norden schmaler Streifen mit Temperatur der äußeren Tropen, sonst subtropisch. An der Nordwestseite ein großes Gebiet mit über 30° Mittel des wärmsten Monats. Trockenheit teils Folge des ablandigen Passats, teils kontinentaler Lage; der größte Teil hat unter 25 cm Regen. Trockenste Zeit im Winter. Steppen und Wüsten.

49. Südwestaustralische Provinz: Südwestecke Australiens. Winterregen, Sommerdürre; Regenmenge an der Küste hinreichend (80 cm): immergrüner Wald und Busch, Kulturland; im Inneren gering, Steppen. Küste sommerwarm und sommerkühl, Inneres sommerheiß.

50. Ostaustralische Provinz, das Küstenland an der ganzen Ostseite und an der Südseite westlich bis zur Murraymündung. Das Klima ändert sich von N nach S bedeutend: Kap York hat noch Äquatorialklima; dann folgt die äußere Tropenzone bis etwa 20° südl. Br.; reichliche Niederschläge, Monsunregen mit Trockenzeit im Winter, lichte Wälder und Savannen. Dann die subtropische Temperaturzone, erst sommerheiß bis 27° Br., dann sommerwarm, nach S abnehmend, in Süd-Victoria schon sommerkühl; die Niederschläge nehmen ebenfalls nach S ab, aber bleiben im Verhältnis zur Temperatur hinreichend (Victoria 60 cm), es verschwindet die Trockenzeit, so daß in Neu-Süd-Wales und Victoria Regen zu allen Jahreszeiten fallen; Wald und Kulturland. Um Adelaide Minimum der Regen im Sommer, in Annäherung an das Winterregenklima Südwest-Australiens, aber keine ausgesprochene Trockenzeit. — Zu dieser Provinz kann man auch die Nordinsel Neuseelands rechnen: subtropische Wintertemperatur, aber maritim-kühle Sommer, reichliche Regen zu allen Jahreszeiten, Maximum im Winter.

51. Neu-Hebriden-Provinz: Neue Hebriden, Neu-Kaledonien, Fidschi, Tonga u. a. Temperaturen der äußeren Tropen. Reiche Passatregen, Maximum im Sommer. Auf einigen Inseln deutliche Trockenzeit (Neu-Kaledonien, zum Teil Savannen).

52. Atakama-Provinz, die Trockenregion an der Westküste Süd-Amerikas in Nord-Chile und Peru, fast bis zum Äquator reichend, auch die Galapagos-Inseln. Kaltes Küstenwasser. Subtropische Wintertemperatur, Sommer warm, in Nord-Chile zum Teil kühl. In

Peru sehr geringe (Winter-) Regen, Nebel, Steppen; in Nord-Chile die fast regenlose Wüste Atakama, die sich auch auf die Hochflächen der Anden hinaufzieht, dort mit entsprechend niedriger Temperatur.

53. Tropische Anden-Provinz: Hochlandsstreifen von Süd-Kolombia bis Bolivia; in Kolombia ziemlich reichliche Niederschläge, nach S geringer werdend, in Bolivia 40—70 cm, hier mit scharfer winterlicher Trockenzeit; Steppen und Kulturland. Niedrige, sehr gleichmäßige Temperatur (Jahresmittel Quito 12,6°, La Paz 9,4°).

54. Kampos-Provinz: das Hochland von Brasilien bis zur Nordostküste, der südliche Teil des Amazonen-, der nördliche des Laplata-Stromgebietes. Temperaturen der äußeren Tropen, an der Nordküste äquatorial. Reichliche Sommerregen, aber lange und strenge Trockenzeit im Winter (bzw. an der Nordostküste im Herbst), daher Halbtrockenklima. Trockenwälder, Savannen und Steppen (Kampos); an den Flüssen dichtere Wälder. Am Abhang der bolivianischen Anden Regenklima und dichter Wald.

55. Ostbrasilische Küstenprovinz von Pernambuko bis Rio de Janeiro, sehr reichliche Passatregen (über 200 cm) ohne ausgesprochene Trockenzeit; Temperaturen der äußeren Tropen. Regenwald.

56. Südbrasilische Provinz. Süd-Brasilien von Rio und Santos an, Uruguay, Paraguay, Ost-Argentinien, bis etwas über den Parana; Gran Chaco. Subtropische Temperaturen, Sommer heiß, im Hochland und im Süden Sommer warm. An der Küste Süd-Brasiliens reichliche Regen zu allen Jahreszeiten, fast tropischer Regenwald; nach S und nach dem Inneren weniger Regen, Andeutung winterlicher Trockenzeit: lichte Wälder, Savannen, Steppen.

57. Pampas-Provinz: Argentinien zwischen Parana und Anden, bis etwa 37° Br. Subtropische Temperaturen, Sommer warm; Niederschläge im Osten noch ziemlich reichlich (über 90 cm), nach W immer weniger (Mendoza 18 cm) bei stärkerer winterlicher Trockenzeit. Steppen; im Osten Getreideland, im Westen Schafzucht und Oasenkultur.

58. Mittelchilenische Provinz, Chile zwischen 30 und 38° südl. Br., auch die Inseln Juan Fernandez. Subtropische Temperaturen des Winters, aber Sommer kühl, infolge kalten Küstenwassers. Winterregen, Sommerdürre; Regenmenge knapp (Santiago 37 cm), aber nach S stark zunehmend. Immergrünes Gebüsch, Kulturland.

G. Südhemisphärische gemäßigte Zone.

59. Südchilenische Provinz, das südliche Chile und die Westseite Patagoniens bis Kap Horn. Maritimes Westwindklima; Sommer kühl, nach S immer kühler (Valdivia 39° 49′ südl. Br. wärmster Monat 16,1°; Kap Horn 55° 31′ südl. Br. 8,1°); der Winter sehr mild (kältester Monat Valdivia 7,2°, Kap Horn 2,1°). Der südlichste Abschnitt hat in dem äußeren Inselgürtel bereits subantarktische Temperatur. Niederschläge sehr reich, meist über 200 cm, zu allen Jahreszeiten. Wald.

60. Ostpatagonische Provinz, nordwärts bis etwa 37° Br. Im Norden Sommer warm, Winter mild (in $40^3/_4$° südl. Br. kühlster Monat 7,1°); von etwa 42° Br. südwärts Sommer kühl; von $50^1/_2$° Br. an Mittel des kühlsten Monats wenig unter 0°. (Feuerland wärmster Monat 11°, kühlster Monat 0°.) Niederschläge mäßig bis gering, nach S und besonders nach W abnehmend; Trockenzeit im N im Winter, im S im Frühling und Herbst, gegen die Anden hin im Sommer. Steppen, dürr im Binnenlande; Schafzucht.

61. Tasmanische Provinz: Tasmanien, Südinsel von Neuseeland. Sehr maritim, Sommer kühl, Winter sehr mild (kühlster Monat nicht unter + 5°). Regen zu allen Jahreszeiten, an den Westseiten überreich (200—300 cm), an den Ostseiten mäßig. Wald, Kulturland.

H. Südpolare Klimate.

62. Subantarktische Provinz.
63. Antarktische Seeprovinz.
64. Antarktische Kontinentalprovinz.

} Breitenstreifen entsprechend den Klimatypen S. 229.

8. Klima-Schwankungen.

Wie alles auf der Erde, ist auch das Klima veränderlich. Die Methoden der Feststellung der Klimaschwankungen müssen verschieden sein für die neueste Zeit instrumenteller Beobachtungen, für die historische Zeit und für die geologische Vergangenheit.

Für die Zeit, aus der instrumentelle Beobachtungen vorliegen, ist man zuerst von bestimmten astronomischen Erscheinungen ausgegangen, insbesondere von der Stellung des Mondes, dann von den elfjährigen Perioden der Sonnenfleckenhäufigkeit, und hat deren Einfluß auf die Witterungserscheinungen geprüft. Das Ergebnis war wenig befriedigend. *Ed. Brückner* hat dann den umgekehrten

Weg eingeschlagen, aus den Beobachtungen selbst die Veränderlichkeit von Temperatur und Niederschlägen zu berechnen. Auf Grund eines sehr großen Beobachtungsmaterials, wozu auch Wasserstände, Eisbedeckung und Erntetermine hinzugezogen wurden, kam er zu einer deutlichen Periodizität des Klimas auf der ganzen Erde, und zwar beträgt eine Periode rund 35 Jahre und entspricht ungefähr der Periode der Fleckenbedeckung der Sonnenscheibe (nach *W. Lockyer*). Jedoch sind die Perioden der Temperatur und Feuchtigkeit im einzelnen keineswegs übereinstimmend, auch nicht gleich lang und gleich scharf ausgeprägt. Für das 19. Jahrhundert sind die *Brückner*schen Perioden (w = zu warm, k = zu kalt, t = zu trocken, n = zu naß; Alpen-Gletscher: v = Vorstoß, r = Rückgang):

w	k	w	k	w	k
1791—1805	1806—20	1821—35	1836—50	1851—70	1871—85
t	n	t	n	t	n
1781—1805	1806—20	1821—40	1841—55	1856—70	1871—85
r	v	r	v	r	v (gering)
1800—1813	1814—22	1823—39	1840—55	1856—75	1875—1900 (etwa)

Wenn auch noch vieles an dieser Periodizität unsicher und ungeklärt ist, so kann doch ihr Bestand und ihre Bedingtheit durch die Sonnentätigkeit nicht bezweifelt werden. Es ergibt sich, daß im allgemeinen die warmen Jahresgruppen die zu trockenen sind; im Seeklima ist es freilich umgekehrt. Der Einfluß auf die Ernte-Ergebnisse ist von praktischer Bedeutung. In den Trockengebieten machen sich die Perioden durch große Veränderungen in Wasserstand und Ausdehnung der abflußlosen Seen, sowie auch im übrigen durch Verschärfung und Milderung der Wüstenhaftigkeit geltend. Die von vielen Forschern behauptete zunehmende Austrocknung der Wüsten- und Steppengebiete wird jetzt allgemein als vorübergehende Folge einer *Brückner*schen Trockenperiode aufgefaßt. Vielleicht aber gibt es neben der 35jährigen noch eine längere Periode der Klimaschwankung.

Für die der instrumentellen Beobachtung vorhergehende historische Zeit ist man auf verschiedenartige Berichte und ihre Deutung angewiesen. So hat man aus dem starken Rückgang der Nordgrenze des Weinbaues, der sich im Mittelalter bis zur Ostsee erstreckte, auf ein Kühlerwerden des Klimas in Mitteleuropa geschlossen. Dieser Schluß wird aber widerlegt dadurch, daß das Datum der Weinernte in Frankreich seit dem 14. Jahrhundert, bei kleineren Schwankungen, doch im ganzen unverändert geblieben ist. Der Rückgang

der Verbreitung des Weinbaues ist lediglich auf wirtschaftliche und kulturelle Gründe zurückzuführen: leichtere und billigere Einfuhr des Weines aus südlicheren Gegenden, Wettbewerb durch Bier und Branntwein. Ebensowenig kann man aus *Tacitus* durch den Gegensatz zum sonnigen Italien gefärbter Schilderung des von Wäldern und Sümpfen starrenden Germanien auf Wärmer- und Trockenerwerden des deutschen Klimas schließen. Ferner war es eine Zeitlang eine ziemlich allgemein verbreitete Annahme, daß der im Mittelmeergebiet so vielfach festzustellende Kulturrückgang weiter Gebiete seit dem Altertum — Einschränkung des Ackerbaus, Städteruinen in jetzt unbewohnten und unbewohnbaren Gegenden u. dgl. — sich nur durch Verschlechterung des Klimas, und zwar hier durch Heißer- und Trockenerwerden, erklären ließe. Neuere Untersuchungen haben aber gezeigt, daß im Mittelmeergebiet keinesfalls erhebliche Klimaänderungen in historischer Zeit stattgefunden haben. Denn die ganze Lebensweise der antiken Völker, die Verbreitung und Art des Anbaus der einzelnen Kulturpflanzen, ja die Zeiten der Saat und Ernte sind, soweit feststellbar, im alten Babylonien, Ägypten, Griechenland dieselben gewesen wie heute; die alten Griechen bezeugen uns denselben Gang der Jahreszeiten, dieselben Winde, dieselbe Sommerdürre wie gegenwärtig. In Nord-Afrika hat die Ausdehnung der abflußlosen Steppenseen keine Einschränkung erfahren. Der Kulturrückgang ist hervorgebracht durch das Zusammenwirken historischer Faktoren (Entwaldung, zeitweise Entvölkerung, Verschiebung der Handelswege) mit dem b e s t e h e n d e n Mittelmeerklima, das geringe Bodenbildung, kräftige Abspülung bewirkt. Daher hat vorübergehender Verfall der Kultur hier jedesmal dauernde Bodenverarmung, somit Einschränkung des anbaufähigen Bodens und der Bewässerung in vielen Landschaften zur Folge gehabt. Auch in Zentral-Asien sind die Ruinen ehemaliger Städte nicht durch Austrocknung, sondern durch kriegerische Zerstörung und Verschiebung der Handelswege zu erklären.

Wenn somit in historischer Zeit zwar periodische Schwankungen kleineren Ausmaßes, aber keine dauernden Veränderungen des Klimas nachweisbar sind, so ist damit nicht bewiesen, daß das Klima tatsächlich konstant ist. Die Veränderung könnte so langsam sein, daß sie innerhalb der wenigen Jahrtausende geschichtlicher Überlieferung keine erheblichen Wirkungen hervorzubringen vermochte. Auf die Möglichkeit dieser Annahme weisen uns die großen Klimaverschiebun-

gen in der geologischen Vorzeit hin, die sich aus geologischen Tatsachen ergeben.

Die Ablagerungen und die fossile Lebewelt aus den verschiedenen Perioden der Erdgeschichte lassen auf ein im allgemeinen gleichmäßig tropisch-warmes und feuchtes Klima aller Teile der Erdoberfläche schließen, von denen geologische Beobachtungen vorliegen. Jedoch wurde dieser Zustand dreimal von Perioden der Abkühlung und der Herausbildung differenzierter Klimazonen unterbrochen, zugleich Zeiten starker Umwandlung der Lebewelt, so daß man gerade diese kühleren Perioden zur Einteilung der drei Hauptepochen der Erdgeschichte benutzt. Am Schluß der paläozoischen Ära brachte die Perm-Formation eine Abkühlung, die sich bis zu einer Eiszeit steigerte; permische Gletscherablagerungen hat man in Australien, Indien, Süd-Afrika, Brasilien festgestellt, also in Gegenden, weit entfernt von den heutigen Polargebieten. Eine zweite Abkühlung und Differenzierung von Klimazonen, die aber nicht bis zur Erzeugung von Vergletscherungen geführt zu haben scheint, bezeichnet die Kreidezeit, also den Schluß des Mesozoikums. Im Alt-Tertiär verbreitete sich abermals allgemein tropischer Pflanzenwuchs bis in die Nähe des Nordpols. Mit dem Jung-Tertiär aber beginnt die dritte Abkühlung; im Miozän herrschen noch tropische Pflanzen in Mitteleuropa, aber solche gemäßigten Klimas weiter nördlich bis zum 80° nördl. Br. hinauf. Im Pliozän rücken die Klimagürtel südlicher, und am Ende dieses Abschnittes, und damit des Tertiärs überhaupt, scheint ungefähr die heutige Klimaverteilung hergestellt.

Nun aber geht im Quartär die Abkühlung weiter. Es folgt die als Eiszeit (Diluvium) bezeichnete Periode, in der gewaltige Inlandeismassen ganz Nordeuropa südwärts bis zu den mitteldeutschen Gebirgen, Nord-Amerika bis Neuyork und St. Louis hin, und bedeutende Gebirgsvergletscherungen die höheren Gebirge aller Zonen überdeckten. Es hat also in Nordeuropa und dem nördlichen Nord-Amerika ein Firnklima bis zum Meeresspiegel hinab geherrscht, wie wir es heute nur in der Antarktis finden; Mitteleuropa muß Temperaturen wie etwa heute Lappland gehabt haben; am Mittelmeer herrschte mitteleuropäisches Klima; die Wüstenzone war viel regenreicher als jetzt („Pluvialperiode"); das tropische Klima jedenfalls sehr eingeengt. Die herrschende Ansicht geht heute dahin, daß es sich nicht um eine, sondern um mehrere — wahrscheinlich vier — Eiszeiten gehandelt habe, die auf beiden Halbkugeln gleichzeitig waren

und die durch warme „Interglazialzeiten" voneinander getrennt waren. Doch halten manche Forscher an der Einheitlichkeit der Eiszeit fest und betrachten die Rückzüge des Eises in den Interglazialzeiten nur als untergeordnete Schwankungen. Näheres über die Vergletscherungen und die Beobachtungen, die zu ihrer Erkenntnis geführt haben, wird in der „Festlandskunde" gegeben werden. Hier haben wir es nur mit der Eiszeit als klimatischer Erscheinung zu tun. In dieser Hinsicht ist aber noch fast alles unklar, nicht allein die so wichtige Frage der Einmaligkeit oder Wiederholung der Abkühlung. Auch darüber, ob die Abkühlung oder größere Niederschlagsmenge die Hauptursache des Hinabrückens der Schneegrenze und damit der Vergletscherung gewesen, gehen die Ansichten auseinander. Ebenso wird das Klima der Interglazialzeiten verschieden beurteilt. Die Bildung des Löß wurde bisher in die Interglazialzeiten verlegt; man schloß daher auf trockenen Steppencharakter oder auf Tundrennatur dieser Zeiten in Mitteleuropa, denen aber auch Phasen mit Waldbedeckung nicht fehlten. Diese Anschauungen sind aber neuerdings wieder schwankend geworden, da manche den Löß jetzt für glazial, d. h. gleichzeitig mit einer Vereisung ansehen. Auch über das Klima nach der Eiszeit herrscht Meinungsverschiedenheit. Sicher ist der Rückzug des Eises, wie aus den Endmoränen ersichtlich, mit Pausen und kleineren Vorstößen erfolgt. Aus dem Wechsel von Moor und Wald sowie verschiedener Baumarten in nacheiszeitlichen Ablagerungen sowie aus manchen Verbreitungs-Erscheinungen der heutigen Pflanzen folgerte man wiederholte Schwankungen zwischen wärmeren und kühleren Klimaten, was aber von anderen angefochten wird, welche diese Erscheinungen aus den Wachstums- und Ernährungsgesetzen der Pflanzenbestände und aus anderen Gründen erklären. Jedenfalls aber führt von der Eiszeit zur Jetztzeit eine Zunahme der Temperatur, ein allgemeines Rücken der Klimazonen polwärts. Dieses könnte sich in langsamem Tempo auch heute noch fortsetzen. Wir wissen aber nicht, ob wir noch in dieser Verschiebung begriffen oder schon in ein Ruhestadium eingetreten sind, oder ob wir uns gar nur in einer Interglazialzeit befinden, also eine erneute Eiszeit uns bevorsteht.

Für die Dauer der Eiszeit fehlt uns jeder genauere Maßstab, mindestens ist sie nach Jahrhunderttausenden zu schätzen und demgegenüber die seit ihrem Ende verflossene Zeit sehr kurz, da die Wirkungen der Vergletscherung noch sehr wenig durch Erosion und

Denudation umgestaltet sind. Verschiedene Berechnungen für die Zeit nach dem Abschluß der Eiszeit schwanken meist zwischen 7000 und 20 000 Jahren. Man darf sie sicher nicht zu knapp bemessen, wenn man bedenkt, daß in Ägypten und Babylonien seit etwa 6000 Jahren eine Hochkultur besteht auf Grund derselben klimatischen Zustände, wie wir sie dort noch heute sehen.

Da wir über das Wesen des eiszeitlichen Klimas noch im Unklaren sind, ist es begreiflich, daß wir über die Ursachen dieser Klimaveränderung erst recht nichts Bestimmtes wissen können. Es sind eine ganze Reihe von Hypothesen aufgestellt, von denen aber keine befriedigt. Die eine Gruppe sucht die Ursache in astronomischen Gründen der Präzession sowie der Veränderung in der Exzentrizität der Erdbahn und in der Schiefe der Ekliptik. Alle drei Faktoren zusammen dürften quantitativ nicht genügen. Sie ergeben eine periodische Schwankung der Temperatur in etwa einer Million Jahre, verlangen auch ein Alternieren der Eiszeiten der beiden Halbkugeln, während jetzt Gleichzeitigkeit angenommen wird (aber nicht bewiesen ist). Eine Veränderung in der Tätigkeit der Sonne, geringere Sonnenstrahlung, würde eher den Erscheinungen entsprechen, ist aber auch rein hypothetisch, erklärt auch nicht die Interglazialzeiten und die unsymmetrische Lage der Vergletscherungen zum Nordpol. Die Annahme einer von der jetzigen abweichenden Verteilung von Land und Meer, daher der Winde und Meeresströmungen, oder größerer Höhe der vergletscherten Gebiete widerspricht zum Teil direkt den nachweisbaren Tatsachen, läßt auch die allgemeine Verbreitung des Phänomens in allen Zonen unerklärt. Überhaupt darf keine Erklärung auf die Eiszeit allein gemünzt sein, sondern sie muß die Gesamtheit der geologisch nachweisbaren Klimaschwankungen umfassen. Einen solchen Versuch macht die Theorie von *Arrhenius* und *Frech*. Sie sucht den Grund der Klimaschwankungen in einer verschiedenen Durchlässigkeit der Atmosphäre für die zurückgestrahlte Wärme: je reicher sie an Wasserdampf und Kohlensäure ist, desto mehr wird die eingestrahlte Wärme an der Erdoberfläche zurückgehalten, desto gleichmäßig wärmer und feuchter ist das Klima. Die Schwankungen in der Menge dieser Gase wird auf den Wechsel in der Stärke der vulkanischen Tätigkeit in den geologischen Perioden zurückgeführt; jede Periode starken Vulkanismus müßte warmes Klima zur Folge haben. Das stimmt nun aber keineswegs mit den Überlieferungen der Erdgeschichte, so daß wohl auch diese Hypothese nicht ausreicht.

Vor allem läßt sich auf keine Weise erklären, wieso eine gleichmäßige Temperatur auf der ganzen Erde möglich sein kann. Immer muß doch die Bestrahlung der Polargebiete viel geringer sein, wie die der Tropen, und auch eine allgemeine Erhöhung der Temperatur kann diesen Unterschied nicht beseitigen. Darin liegt das Hauptproblem der Klimaschwankungen. Es scheint bisher nur einen Ausweg aus dieser Schwierigkeit zu geben: die Annahme von erheblichen Polverschiebungen (s. oben S. 61), die zwar in keiner Weise bewiesen, aber doch nicht unmöglich sind, oder daß die Festländer auf einer Magma-Unterlage schwimmend ihre Lage zu den Polen verändert hätten (Theorie von *Alfr. Wegener*). Dann würden in den Zeiten scheinbar gleichmäßig warmfeuchten Klimas der ganzen Erde die kalten Polargebiete in Teilen der Erdoberfläche gelegen haben, wo sich jetzt Ozeane befinden, also keine geologischen Beobachtungen möglich sind, oder in geologisch wenig bekannten Gegenden; die Gleichmäßigkeit des Klimas der Erde wäre also nur scheinbar[1]). Ebenso ließe sich die Ausdehnung der nordischen Vergletscherung in ihrer unsymmetrischen Lage zur heutigen Erdachse mit einer Verschiebung des Nordpols in den Nordatlantischen Ozean, des Südpols gegen Australien hin erklären. Freilich nur unter der Annahme, daß die Vergletscherungen der südlichen und nördlichen Halbkugel nicht gleichzeitig waren. Eine Schwierigkeit bereitet dieser Hypothese aber die Vergletscherung der tropischen Hochgebirge. Auf Grund der Beobachtungen an diesen kommt *F. Klute*[2]) zu dem Schluß: „Die Eiszeit fand die Kontinente, die Erdkruste und den Pol in der gleichen Lage vor wie heute, wie aus der Übereinstimmung" (d. i. Parallelität) „der diluvialen und rezenten Schneegrenze hervorgeht. Die klimatische Harmonie ist nirgends gestört, es ist nur das Element Temperatur geändert, was natürlich auch Folgewirkungen auf die anderen meteorologischen Elemente ausübte. Die Harmonie im großen ist erhalten."

[1]) Vgl. E. Kayser, Lehrbuch der Geologie, I., 4. Aufl. Stuttgart 1912. S. 77f.

[2]) Ergebnisse der Forschungen am Kilimandscharo 1912. Berlin 1920. S. 125.

Literatur.

Einleitung.

Geschichte der Geographie.

O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. München 1877.

S. Günther, Geschichte der Erdkunde. Leipzig und Wien 1904.

H. Berger, Geschichte der wissenschaftlichen Erdkunde der Griechen. 2. Aufl. Leipzig 1903.

O. Peschel, Geschichte des Zeitalters der Entdeckungen. 2. Abdr. München 1893.

S. Ruge, Geschichte des Zeitalters der Entdeckungen. (Allg. Gesch. in Einzeldarstellungen.) Berlin 1881.

A. Hettner, Die Entwicklung der Geographie im 19. Jahrh. (Geographische Zeitschrift 1898.

E. Wisotzki, Zeitströmungen in der Geographie. Leipzig 1897.

K. Kretschmer, Geschichte der Geographie. Sammlung Göschen 1912.

Methodik.

H. Wagner, Berichte über die Fortschritte der Methodik, im Geographischen Jahrbuch. Gotha, Bd. VII—XIV. 1878—92.

F. v. Richthofen, Aufgaben und Methoden der heutigen Geographie. Leipzig 1883.

A. Hettner, verschiedene Aufsätze in der Geographischen Zeitschrift.

A. Philippson, Inhalt, Einheitlichkeit und Umgrenzung der Erdkunde und des erdkundlichen Unterrichts. Mitteilungen der preuß. Hauptstelle für den naturwiss. Unterricht. Heft 2. Leipzig 1919.

F. Schnaß, Lehren und Lernen, Schaffen und Schauen in der Erdkunde. Eine zeitgemäße Methodik. I. Prag, Wien, Leipzig 1919.

P. Wagner, Methodik des erdkundlichen Unterrichts. 2 Bde. Leipzig 1919.

Geographischer Anzeiger, Blätter für den geogr. Unterricht, herausg. von Haack, Gotha.

Kartographische und Schulgeographische Zeitschrift, herausg. von Hassinger. Wien.

Allgemeine Geographie, Physische Geographie.

H. Wagner, Lehrbuch der Geographie I. 9. Aufl. Hannover und Leipzig 1912. 10. Aufl. im Erscheinen.

A. Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. 6. Aufl. Leipzig 1916.

E. de Martonne, Traité de Géographie physique. Paris 1909.

S. Günther, Handbuch der Geophysik. 2 Bd. Stuttgart 1897—99.

Geographische Zeitschriften.

Petermanns Mitteilungen aus Justus Perthes Geographischer Anstalt. Gotha. (Mit Literaturbericht.) Zeitiger Herausgeber P. Langhans (Gotha).

Geographische Zeitschrift, Leipzig. Herausgeber A. Hettner (Heidelberg).

Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. Zeitiger Herausgeber W. Behrmann (Berlin).

Geographisches Jahrbuch, Gotha. Herausg. H. Wagner (Göttingen). Berichte über Fortschritte der geogr. Wissenschaft.

Bibliotheca geographica. Jahresbibliographie der Geographischen Literatur f. die Jahre 1891—1912. I.—XIX. Berlin. Herausg. O. Baschin.

Annales de Géographie, Paris.

La Géographie, Paris.

Geographical Journal, London.

Atlanten.

Stielers Handatlas, Gotha.

Andrees Handatlas, Bielefeld und Leipzig.

H. Wagners Methodischer Schulatlas.

Fischer-Geistbeck, Stufenatlas für höhere Lehranstalten. III. Oberstufe. Bielefeld und Leipzig.

Berghaus, Physikalischer Atlas. 3. Ausg. Gotha 1892. (Karten zur allgemeinen Geographie.)

Mathematische Geographie.

Gestalt und Größe der Erde.

F. R. Helmert, Die Größe der Erde. Sitzungsber. Berliner Akad. d. Wiss. 1909.

F. R. Helmert, Neuere Fortschritte in der Erkenntnis der mathemat. Erdgestalt. Verhandl. des 7. internat. Geographen-Kongresses 1899. II. Berlin 1901.

F. R. Helmert, Geoid und Erdellipsoid. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1913.

J. B. Messerschmidt, Die Verteilung der Schwerkraft auf der Erde. Geographische Zeitschr. 1901.

O. Hecker, Der Aufbau der Erdkruste. Geogr. Zeitschr. 1908.

Fortlaufende Berichte in H. Wagner, Geographisches Jahrbuch (s. oben).

Physikalische Eigenschaften des Erdkörpers.

Masse und mittlere Dichte:

E. Hammer in Peterm. Mitteil. 1897. Lit. Ber. 485.

Temperatur und Zustand des Erdinnern:

S. Günther, Handbuch der Geophysik. 3 Bde. Stuttgart 1897—99.
E. Kayser, Lehrbuch der Geologie I. (Erscheint häufig in neuen Auflagen.)
H. Thiene, Temperatur und Zustand des Erdinnern. Jenaer Preisschrift. Jena 1897.
S. Arrhenius, Das Werden der Welten. Leipzig 1907.
E. Wiechert in den Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Kl. 1897. 1907.
L. Geiger u. B. Gutenberg, Konstitution des Erdinnern. Ebda. 1912, 2.

Erdmagnetismus:

G. Neumayer, Atlas des Erdmagnetismus, in Berghaus Physikal. Atlas, Gotha 1891.
K. Schering, Berichte im Geograph. Jahrbuch. 1889—1913.

Polarlicht:

H. Fritz, Das Polarlicht. Leipzig 1881.
A. Nippoldt jun., Erdmagnetismus, Erdstrom und Polarlicht. Sammlung Göschen, Leipzig 1903.

Astronomische Geographie.

H. Martus, Astronomische Geographie. 3. Aufl. Berlin 1904.
Wilh. Schmidt, Astronomische Erdkunde. Leipzig und Wien 1903.
S. Günther, Astronomische Geographie. Sammlung Göschen 1915.

Orientierung auf der Erdoberfläche.

W. Jordan, Handbuch der Vermessungskunde. 6. Aufl. 1908—1916.
A. Galle, Geodäsie. Leipzig 1907.
Reinhertz-Förster, Geodäsie, Sammlung Göschen, Leipzig 1912.
Werkmeister, Vermessungskunde, ebenda 1910.
Handbuch der Küstenvermessungen, herausg. vom Reichsmarineamt, Berlin 1906.
A. Marcuse, Handbuch der geographischen Ortsbestimmung. Braunschweig 1905.
A. Breusing, Steuermannskunst, bearb. von C. Schilling. 8. Aufl. 1909.
G. Neumayer, Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. I. 3. Aufl. Hannover 1906.
Fr. Suckow, Die Landmessung. Aus Natur und Geisteswelt. Berlin, Leipzig 1919.
H. Lüscher, Photogrammetrie. Ebda. 1920.

L. Ambronn, J. Domke, Astronomisch-geodätische Hilfstafeln.
C. Wirtz, Tafeln und Formeln aus Astronomie und Geodäsie. Berlin 1918.
R. Hugershoff, Kartographische Aufnahmen. Sammlung Göschen. Leipzig 1912.
E. Hammer, Berichte im Geograph. Jahrbuch.
Ephemeriden: Nautisches Jahrbuch. Berlin, jährlich. – Astronomisches Jahrbuch, Berlin, jährlich.

Abbildung der Erdoberfläche in der Ebene.

A. Bludau, Leitfaden der Kartenentwurfslehre. Leipzig. I. 3. Aufl. 1912. II. 1908.
A. Vital, Die Kartenentwurfslehre. Wien 1903.
E. Hammer, Die Netzentwürfe geogr. Karten. Stuttgart 1887.
K. Kretschmer, Anleitung zum Kartenzeichnen. Berlin 1911.
M. Groll, Kartenkunde. 2 Bde. Sammlung Göschen. Berlin 1912.
G. Wenz, Atlas zur Kartenprojektionslehre. München 1885.
A. Egerer, Kartenkunde I. Aus Natur und Geisteswelt. Berlin, Leipzig 1920.

Atmosphärenkunde.

Allgemeines.

J. Hann, Lehrbuch der Meteorologie. 3. Aufl. Leipzig 1915.
J. Hann, Handbuch der Klimatologie. 3 Bde. 3. Aufl. Stuttgart 1908—11.
J. Hann, Meteorologie in G. Neumayer, Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. 3. Aufl. 1906.
J. Hann, Atlas der Meteorologie in Berghaus, Physikalischer Atlas. Gotha 1887. (Noch immer die Grundlage für fast alle klimatischen Karten.)
Hugo Meyer, Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen. Berlin 1891.
W. Trabert, Meteorologie. Sammlung Göschen. Leipzig 1904.
A. Hettner, Die Klimate der Erde. Geograph. Zeitschrift 1911. Meteorologische Zeitschrift.

Theoretisch:

F. M. Exner, Dynamische Meteorologie. Leipzig 1917.
A. Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre. Leipzig 1911.

Zusammensetzung und Ausdehnung der Atmosphäre.

Barometrische Höhenmessungen.

A. Wegener, Thermodynamik (s. oben).
A. Wegener, Untersuchungen über die Natur der obersten Atmosphärenschichten. Physikalische Zeitschrift. 1911.
J. Kießling, Untersuchungen über Dämmerungserscheinungen. Hamburg 1888.

L. E. Dinklage, Die Staubfälle im Passatgebiet des Nordatlantischen Ozeans. Annalen der Hydrographie 1886. 1898.

G. Hellmann und W. Meinardus, Der große Staubfall vom 9. bis 12. März 1901 in Nord-Afrika usw. Abhandlungen des preuß. Meteorol. Instituts. Bd. II, Heft 1. Berlin 1901.

W. Jordan, Barom. Höhenmessungen in G. Neumayer, Anleitung zu wiss. Beob. auf Reisen. I. 2. Aufl. Berlin 1888.

W. Jordan, Barometrische Höhentafeln. 2. Aufl. Stuttgart 1886.

Wärme.

A. Angot, Recherches théoriques sur la distribution de la chaleur à la surface du globe. Annales du Bureau Central Météorologique de France 1883. Paris 1885.

A. Schubert, Der Wärmeaustausch im festen Erdboden. Berlin 1904.

W. Zenker, Der thermische Aufbau der Klimate. Halle 1895.

A. Wegener, Thermodynamik (s. oben).

A. Wagner, Die Temperaturverhältnisse der freien Atmosphäre. Meteorol. Zeitschr. 1910. S. 97.

W. Köppen, Die Wärmezonen der Erde. Meteorol. Zeitschr. 1884.

A. Supan, Die mittlere Dauer der Wärmeperioden in Europa. Peterm. Mitt. 1887.

O. Dorscheid, Die mittlere Dauer des Frostes auf der Erde. Meteorol. Zeitschr. 1907.

J. Schubert, Der Einfluß der Wälder auf das Klima. Meteorol. Zeitschrift 1900.

O. Baschin, Die Temperaturverhältnisse der Polargebiete. Naturwiss. Wochenschrift 1914 Nr. 47.

L. Mecking, Zum antarktischen Klima. Peterm. Mitt. 1909.

Neuere Isothermen-Karten in Hann, Meteorologie; Supan, Grundzüge; Andrees Handatlas.

Isanomalen-Karte in Hann, Meteorologie.

Karte der Jahresschwankung in Supan, Grundzüge; Andrees Handatlas.

Karten der Maxima und Minima: van Bebber in Peterm. Mitt. 1893.

Luftdruck und Winde.

L. Teisserenc de Bort, Répartition de la pression atmosphérique à la surface du globe. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 1889. Annales du Bureau Central de Météorologie 1887. I.

W. Köppen, Die geographische Verbreitung der monatlichen Barometerschwankungen. (Mit Karten!) Meteorol. Zeitschr. 1912, S. 501.

J. Hann, Zur Theorie der Berg- und Talwinde. Zeitschr. f. Meteorol. 1879, S. 444.

W. Meinardus, Die mutmaßliche Höhe des antarktischen Kontinents. Peterm. Mitt. 1909. (Luftverschiebungen zwischen den Halbkugeln.)

R. Spitaler, Die periodischen Luftmassenverschiebungen und ihr Einfluß auf die Lagenänderungen der Erdachse. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft 137. Gotha 1901.

Neue Isobarenkarten: Hann, Meteorologie S. 175ff.; Andrees Handatlas.

Neue Windkarten: Hann, Meteorologie S. 462ff.

Einführende Literatur über die atmosphärische Zirkulation:

J. Hann, Meteorologie S. 480—499 (Literaturangaben).

F. M. Exner, Dynamische Meteorologie. Leipzig 1917.

R. Süring, Der jetzige Stand der Kenntnisse vom Gesamtkreislauf der Atmosphäre. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin 1913 (Literaturangaben).

A. Sprung, Lehrbuch der Meteorologie. Hamburg 1885.

W. Meinardus, Betrachtungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre im Bereich des Südpolargebietes, in „Deutsche Südpolarexpedition", III, 2. Berlin 1911.

Das Wasser in der Atmosphäre.

R. Lütgens, Die Verdunstung auf dem Meere und der Kreislauf des Wassers. Archiv der Deutsch. Seewarte XXXIV 1911, Nr. 1. (Auszug: Meteorol. Zeitschr. 1911 S. 576.)

E. Brückner, Die Bilanz des Kreislaufs des Wassers auf der Erde. Geograph. Zeitschr. 1905.

S. Arrhenius, On the influence of carbonic acid in the air. Philos. Magazine, April 1896. (Über Feuchtigkeit.)

G. Schott, Die Nebel der Neufundlandbänke. Annalen der Hydographie 1897.

L. Teisserenc de Bort, Etude sur la distribution moyenne de la nebulosité à la surface du globe. Annales du Bureau Central Météorologique, Paris, IV. 1884. (Bewölkungskarte der Erde.)

P. Elfert, Die Bewölkung Mitteleuropas (mit Bewölkungskarte), Petermanns Mitteilungen 1890.

H. Hildebrandsson, The international observations of clouds. Quart. Journal R. Meteorol. Society XXX 1904.

Atlas international des Nuages. Paris. 2. Ausg. 1910.

L. Pilgrim, Versuch einer rechnerischen Behandlung des Eiszeitproblems (Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg, 1904).

G. Hellmann, Untersuchungen über die Schwankungen der Niederschläge. Abhandlungen des Meteorol. Instituts, Berlin 1909.

A. Supan, Die Verteilung der Niederschläge auf der festen Erdoberfläche. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 124, Gotha 1898. (Regenkarten für die Jahreszeiten. Karte der Schwankungen der Niederschläge.)

A. Supan, Die jährlichen Niederschlagsmengen auf dem Meere. Petermanns Mitteilungen 1898. (Beste Regenkarte der Erde, auch in Hann, Meteorologie.)

Hans Fischer, Die Äquatorialgrenze des Schneefalles. Mitteilungen des Vereins für Erdkunde, Leipzig 1888.

V. Paschinger, Die Schneegrenze in verschiedenen Klimaten. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 173. 1912.

W. Köppen, Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf. Petermanns Mitteilungen 1918. (Mit Klimakarte der Erde, die besonders die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge berücksichtigt.)

W. Köppen, Die Lufttemperatur an der Schneegrenze. Petermanns Mitteilungen 1920, S. 78ff.

Besondere atmosphärische Erscheinungen.

Über wandernde Minima und Maxima enthält die Darstellung in Hanns Meteorologie S. 509—572 alles Nötige.

Fallwinde:

O. Dersch, Der Ursprung des Mistral. Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteorologie 1881.

J. v. Lorenz, Physikalische Verhältnisse des Quarnero, Wien 1863. (Über die Bora.)

R. Billwiller sen., Über verschiedene Entstehungsarten und Erscheinungsformen des Föhns. Meteorol. Zeitschr. 1899.

Wild, Über den Föhn. Schweiz. Denkschriften. Bd. 38, 2. Zürich 1901.

Berndt, Der Alpenföhn. Peterm. Mitteil., Ergänzungsheft 83, 1886.

Tropische Zyklonen:

Alfr. Fischer, Die Hurrikanes oder Drehstürme Westindiens. Peterm. Mitt., Ergänzungsheft 159, 1908.

O. L. Fassig, Hurricanes of the West Indies. Weather Bureau Bulletin X. Washington 1913.

H. Blanford, Climates of India. London 1899.

Bergholz, Die Orkane des fernen Ostens. Bremen 1900.

Seemann und Köppen, Tropische Wirbelstürme im südlichen Indischen Ozean. Annalen d. Hydrographie 1897.

Gewitter:

A. Klossowsky, Distribution annuelle des orages à la surface du globe. Odessa 1894 (mit Karte).

E. Alt, Die geographische Verteilung der Gewitterhäufigkeit in Kontinental- und Nord-Europa. Peterm. Mitteil. 1910. I. S. 5 (mit Karte).

Einteilung der Klimate.

W. Köppen, Versuch einer Klassifikation der Klimate. Geograph. Zeitschrift 1900 (mit Karte).

W. Köppen, Klassifikation der Klimate. Peterm. Mitteil. 1918 (mit Karte).

E. de Martonne, Traité de géographie physique. Paris 1909.

A. Hettner, Die Klimate der Erde. Geogr. Zeitschr. 1911.

A. Penck, Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. Sitzungsber. d. preuß. Akademie d. Wiss., Berlin 1910.

A. Supan, Grundzüge usw. S. 233ff.

Klimaschwankungen.

E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700. Pencks Geograph. Abhandlungen. Wien 1890. (Dazu Peterm. Mitteil. 1892, S. 173.)

W. Lockyer, Die Sonnentätigkeit 1833—1900. Meteorol. Zeitschr. 1902.

J. G. Andersson, Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. Herausg. vom 11. internat. Geologenkongreß. Stockholm 1910.

H. Leitner, Die Frage der Klimaänderung während geschichtlicher Zeit in Nord-Afrika. Abhandlungen der geogr. Gesellschaft in Wien VIII, 1909.

A. Philippson, Das Mittelmeergebiet. 3. Aufl. Leipzig 1914.

L. Berg, Trocknet Zentralasien aus? Peterm. Mitteil. 1906, Lit.-Bericht Nr. 491.

K. Reichelt, Beiträge zur Geschichte des ältesten Weinbaus in Deutschland. Reutlingen 1886.

S. Arrhenius, Die physikalischen Grundlagen der Kohlensäuretheorie der Klimaveränderungen. Zentralblatt für Mineralogie 1909.

F. Frech, Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin 1902.

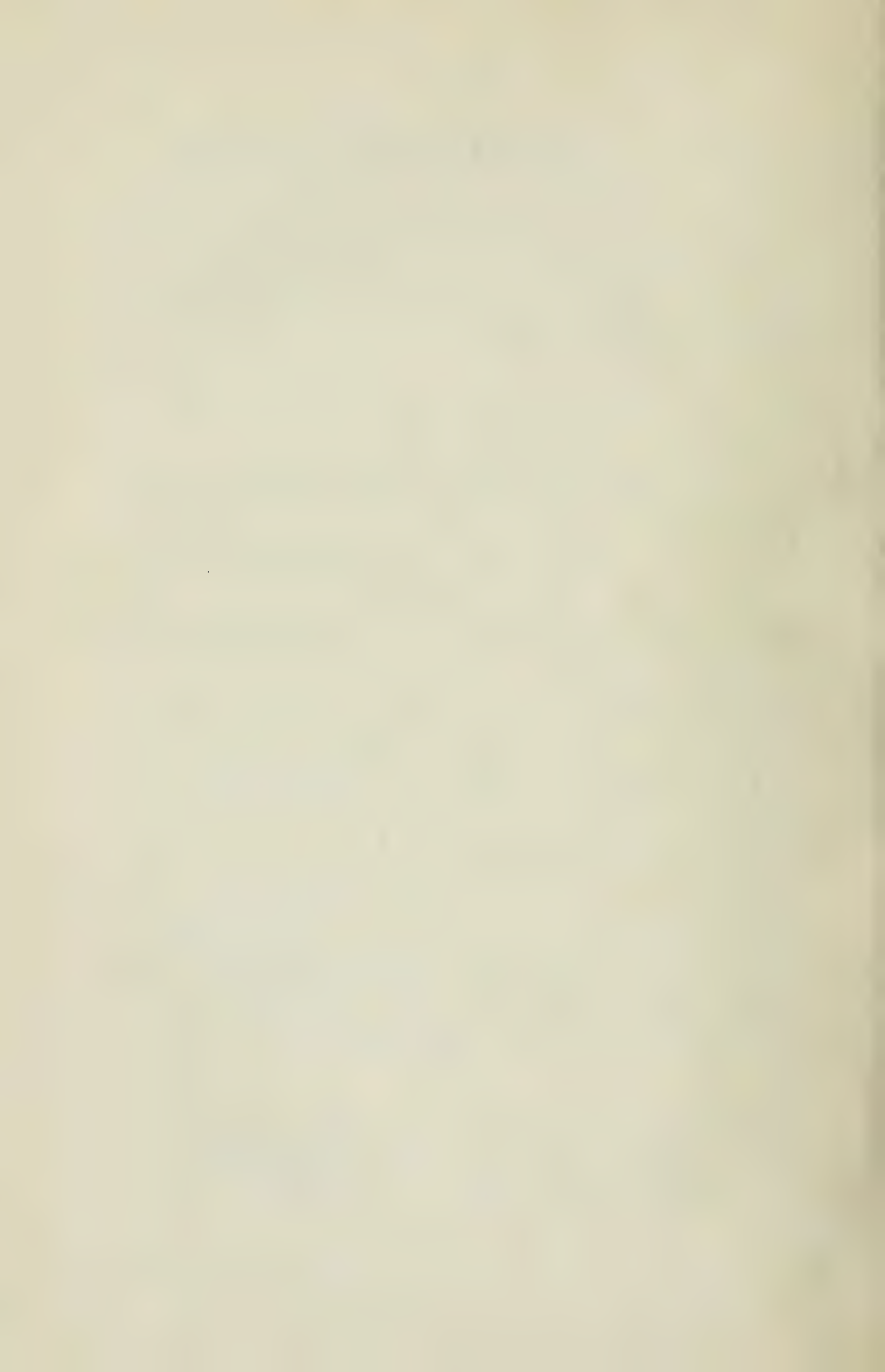
F. Frech, Über das Klima der geologischen Perioden. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1908. II.

M. Semper, Das Klimaproblem der Vorzeit. Geologische Rundschau I. 1910.

Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.

Wilh. R. Eckardt, Über das Klima der diluvialen Eiszeit und der Interglazialzeiten. Naturwissenschaftliche Wochenschrift, Jena 1918, S. 553ff. (Mit Literaturangaben.)

F. Machatschek, Die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze. Zeitschrift für Gletscherkunde. VIII. 1913, S. 104ff.



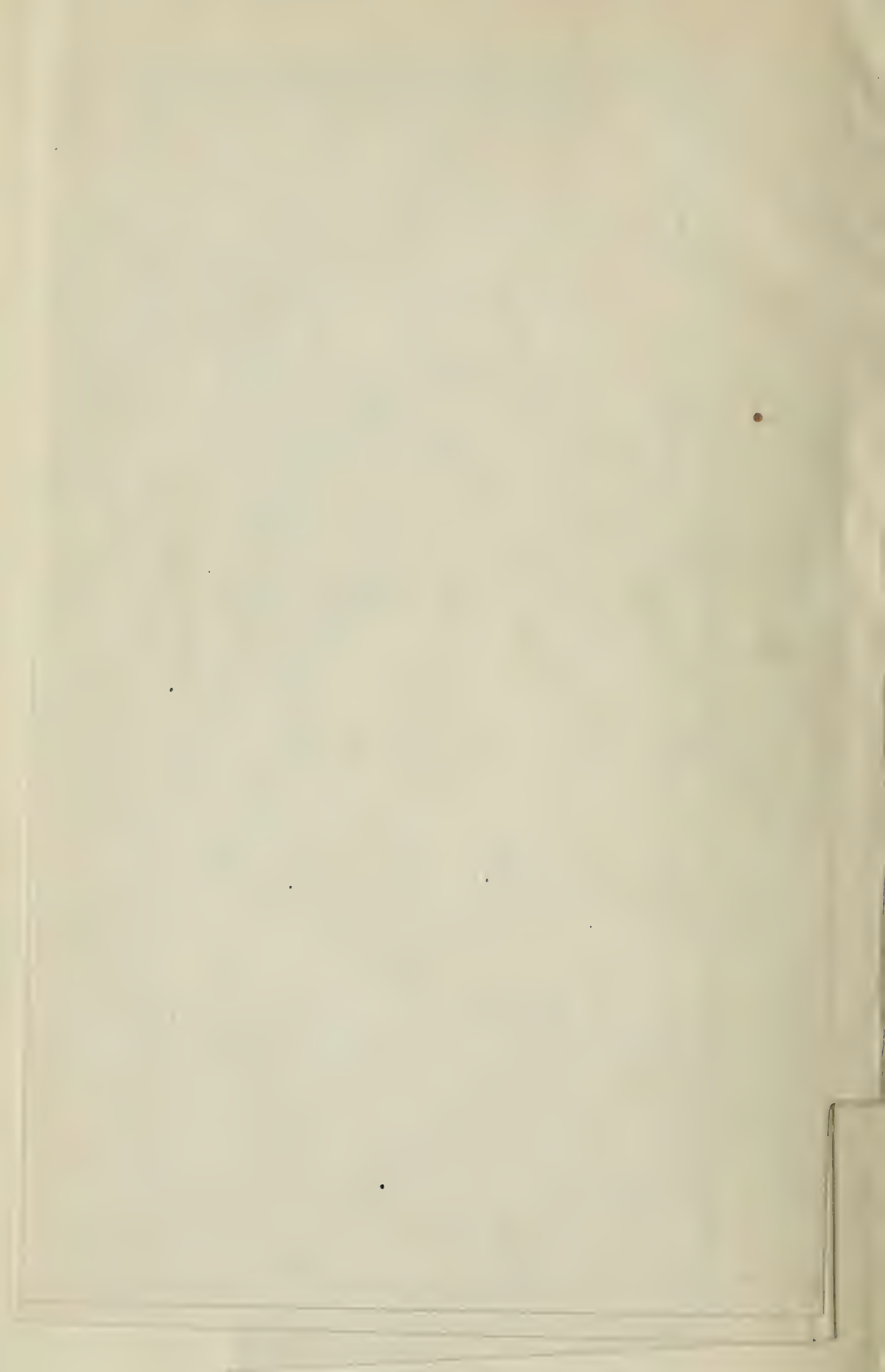
Register.

(Hinweise, die aus der Inhaltsübersicht Seite IV und V ersichtlich, sind nicht aufgenommen.)

Beilage zu Philippson, Grundzüge der allgemeinen Geographie. I

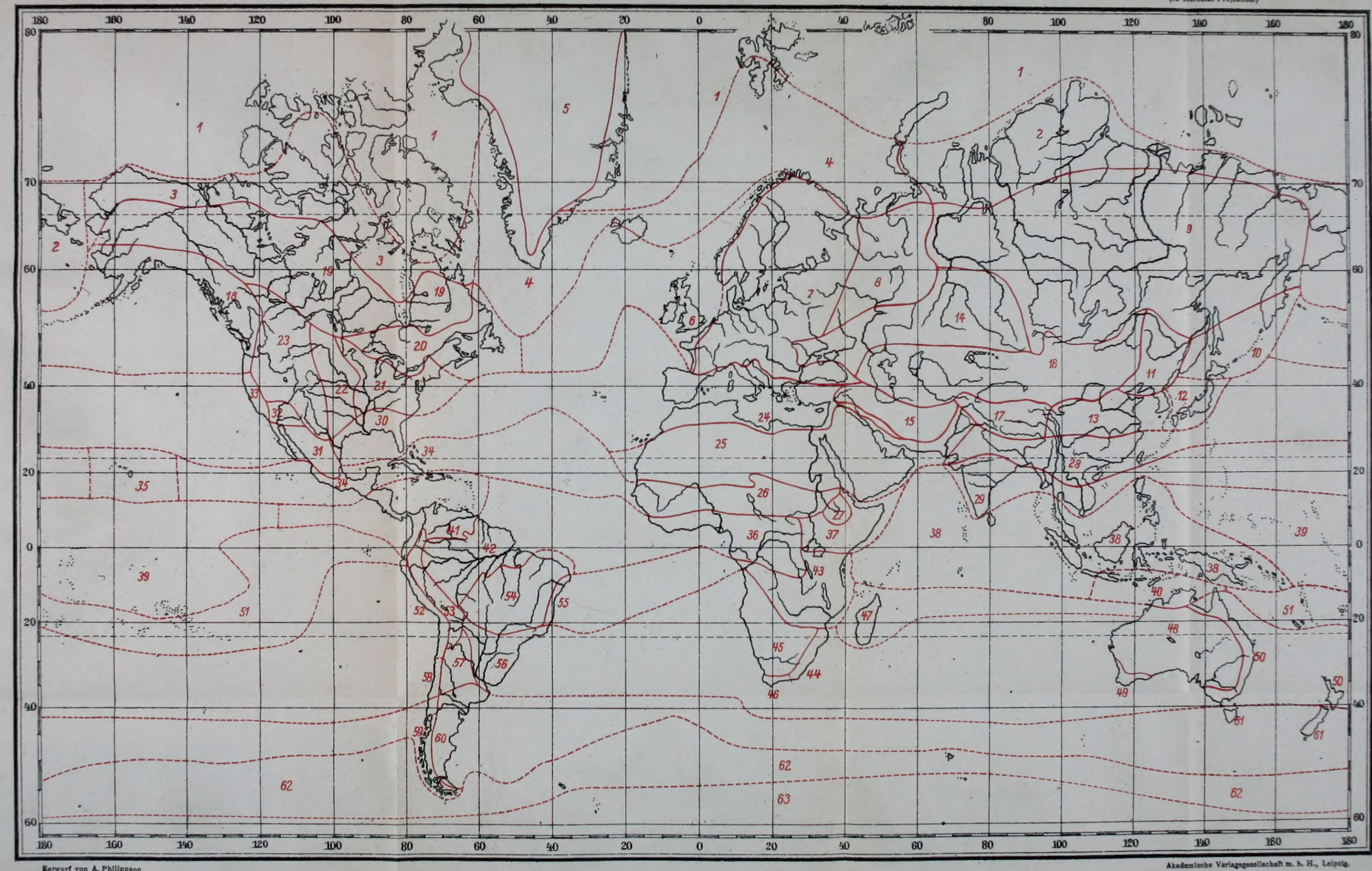
Tafel I. Die Wärmegürtel.
(In Mercator-Projektion.)





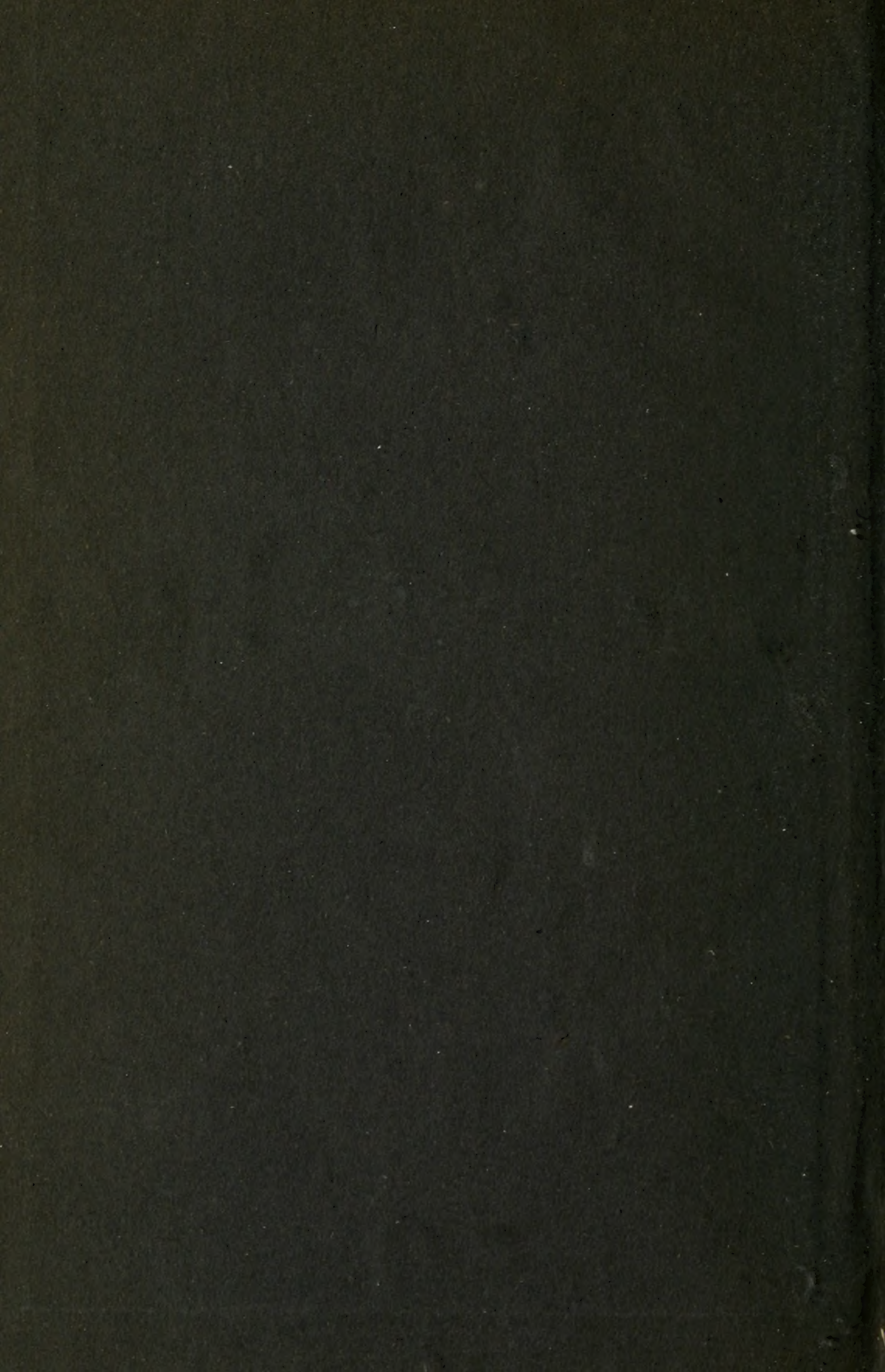
Beilage zu Philippson, Grundzüge der allgemeinen Geographie. I

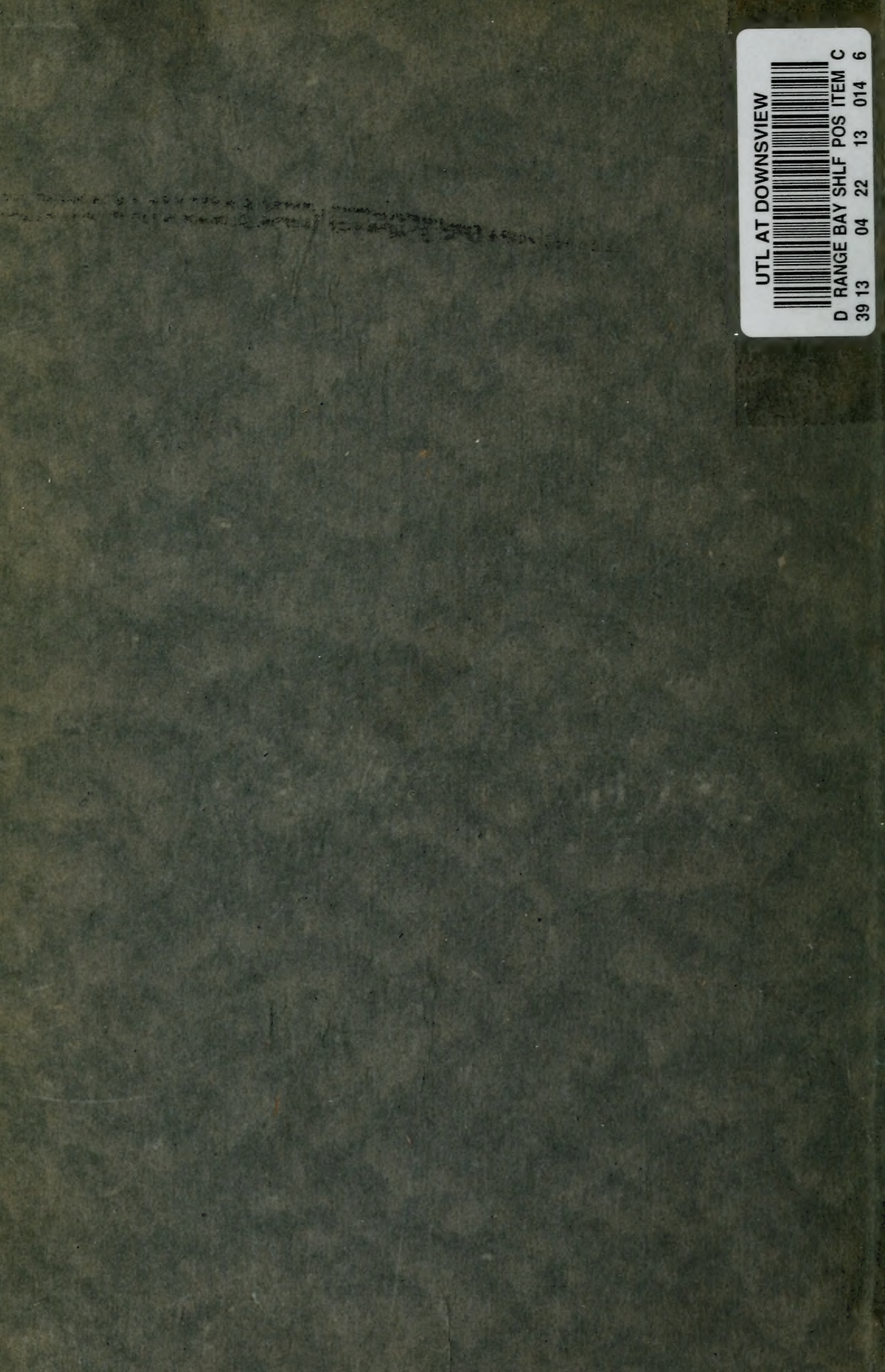
Tafel II. Übersicht der Klimaprovinzen.
(In Mercator-Projektion.)



Entwurf von A. Philippson.

Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H., Leipzig.




UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 13 04 22 13 014 6